



TESIS - SF092006

ESTIMASI MEKANISME SUMBER GEMPA *LOW FREQUENCY* MENGGUNAKAN *WAVEFORM INVERSION* PADA GUNUNGAPI PAPANDAYAN

Muhammad Mifta Hasan
1114201030

DOSEN PEMBIMBING

Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, SU
Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si
Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

PROGRAM MAGISTER

BIDANG KEAHLIAN FISIKA KEBUMIHAN

JURUSAN FISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER

SURABAYA

2016



THESIS - SF092006

SOURCE MECHANISM ESTIMATION OF LOW FREQUENCY EVENT USING WAVEFORM INVERSION AT PAPANDAYAN VOLCANO

Muhammad Mifta Hasan
1114201030

SUPERVISORS

Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, SU
Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si
Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

MAGISTER PROGRAM
STUDY OF GEOPHYSICS
PHYSICS DEPARTMENT
FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCE
SEPULUH NOPEMBER INSTITUTE OF TECHNOLOGY
SURABAYA
2016

**Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar
Magister Sains (M.Si)
di
Institut Teknologi Sepuluh Nopember**

**oleh:
Muhammad Mifta Hasan
NRP 1114201030**

**Tanggal Ujian: 21 Juli 2016
Periode Wisuda: September 2016**

Disetujui oleh :

1. **Prof. Dr. rer.nat. Bagus Java Santosa, SU** (Pembimbing I) (.....)
NIP. 19620802 198701 1 001
2. **Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si** (Pembimbing II) (.....)
NIP. 19591010 198803 1 002
3. **Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc** (Pembimbing III) (.....)
NIP. 19710623 199803 2 001
4. **Dr. rer. nat. Eko Minarto, M.Si** (Penguji I) (.....)
NIP. 19750205 199903 1 004
5. **Dr. Mashuri, S.Si, M.Si** (Penguji II) (.....)
NIP. 19691216 199402 1 001



Direktur Program Pascasarjana,

Prof. Dr. Djauhar Manfaat, M.Sc, Ph.D

NIP. 19601202 198701 1 001

ESTIMASI MEKANISME SUMBER GEMPA *LOW FREQUENCY* MENGGUNAKAN *WAVEFORM INVERSION* PADA GUNUNGAPI PAPANDAYAN

Nama : Muhammad Mifta Hasan
NRP : 1114201030
Pembimbing : Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, SU
Ko-Pembimbing : Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si
Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

ABSTRAK

Gempa Low Frequency (LF) telah terekam pada Gunungapi Papandayan dalam rentang waktu Bulan September 2015 dengan frekuensi maksimum kurang dari 5 Hz. Distribusi episenter dari LF tersebar di Kawah Mas dan Kawah Nangklak dengan kedalaman terbagi kedalam dua kelompok, yaitu 0.7 sampai 2 km dan 5 sampai 6 km. Momen tensor dari Gempa LF didapatkan dari inversi *waveform* dengan melihat korelasi *waveform* data dengan *waveform* sintetik dengan beberapa aspek yaitu, korelasi terhadap kedalaman *centroid*, *time shift*, presentase DC dan *fitting waveform*. Dari keenam gempa yang dianalisa, dua gempa mempunyai presentase DC yang lebih dominan 63% dan 66% dengan solusi bidang patahannya adalah *strike-slip* dan *oblique-reverse*. Dan untuk gempa yang lain, mempunyai presentase non-DC yang lebih dominan 55% sampai 85% dengan solusi bidang patahannya *strike-slip*, normal, *reverse* dan *dip-slip*. Gempa LF berasosiasi dengan sistem hidrotermal dengan mekanisme sumber diakibatkan oleh rekahan pada dinding-dinding *resevoir* hidrotermal karena adanya tekanan dan pengisian fluida pada rekahan tersebut secara cepat. Selain itu, pada bagian pipa konduit, membentuk rekahan sub-vertikal dari pipa yang terisi fluida.

Kata kunci : *Low-frequency*, *Non-Double Couple*, Sistem hidrotermal, Gunungapi Papandayan.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

SOURCE MECHANISM ESTIMATION OF LOW FREQUENCY EVENT USING WAVEFORM INVERSION AT PAPANDAYAN VOLCANO

Name : Muhammad Mifta Hasan
Student Identity Number : 1114201030
Supervisor : Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, SU
Co-Supervisor : Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si
Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

ABSTRACT

Low Frequency (LF) events has been recorded on Papandayan Volcano in September 2015 with a maximum frequency of less than 5 Hz. The distribution of epicenters of LF beneath Mas crater and Nangklak crater with depth divided into two groups, 0.7 to 2 km and 5 to 6 km. Moment tensor of LF event obtained from waveform inversion by using waveform correlation with synthetic waveform and other aspects, specifically, correlation of the centroid depth, time shift, the percentage of DC and fittings waveform. From six events were analyzed, two events have dominant DC percentage 63% and 66% with a faultplane solution are strike-slip and oblique-reverse , And for another events, the percentage of non-DC has a dominant 55% to 85% with the faultplane solution are strike-slip faults, normal, reverse and dip-slip. LF event associated with the hydrothermal system and the source mechanism generated by fractures in the walls of the hydrothermal reservoir with the pressure of fluid-filled in fracture rapidly. In pipe conduit, forming cracks in sub-vertical of the pipe also generate LF event..

Keywords : Low-frequency, Non-Double Couple, Hidrothermal system, Papandayan volcano.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

KATA PENGANTAR

Alhamdulillahirrabbi ‘alamiin, puji syukur penulis ucapkan hanya kepada Allah ‘*Azza wa Jalla* yang telah melimpahkan rizki dan rahmat-Nya selama penulis menjalani perkuliahan di Institut Teknologi Sepuluh Nopember, sehingga penulis berhasil menyelesaikan tesis dengan judul :

**ESTIMASI MEKANISME SUMBER GEMPA *LOW FREQUENCY*
MENGUNAKAN *WAVEFORM INVERSION* PADA GUNUNGAPI
PAPANDAYAN**

Dengan terselesaikannya tesis ini, penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada semua pihak yang telah banyak membantu dalam penyusunannya terutama kepada:

1. Kedua orangtua penulis, yang telah memberikan banyak do’a, dukungan dan semangat yang tiada henti serta dukungan dari keluarga mulai dari kakak hingga adik-adik tercinta.
2. Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, SU yang memberikan bimbingan mulai awal penulisan tesis ini hingga selesai.
3. Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si yang memudahkan penulis dalam melakukan penelitian di Gunungapi.
4. Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc, atas bimbingannya dan kesabarannya dalam memberikan masukan terkait proses manajemen, pengolahan dan intepretasi pada data Gunungapi.
5. Bapak Dr. Yono Hadi P., M. Eng. dan Dr. rer. nat. Eko Minarto, M.Si, selaku Ketua Jurusan dan Sekretaris Jurusan Fisika FMIPA ITS.
6. Profesor Jiří Zahradník, atas diskusinya mengenai inversi *waveform* dan pengolahannya dalam Program Isola.
7. Dr. rer. nat. Lars Krieger, atas Program MoPaD untuk dekomposisi dan *plotting* momen tensor.
8. Paul Wessel dan Walter H. F. Smith, untuk *software* GMT sehingga memudahkan penulis dalam visualisasi *beachball* pada peta.
9. Mas Sungkono, untuk “*The last Advice*” dan diskusi-diskusinya.

10. Penghuni Lab-Geofisika, Mas Reks, Thoriq, Nanang, Wildan, Wisnu, Aris, Uung, untuk *sharing* dan “*guyonan-guyonan e*”.
11. Teman-teman Pascasarjana Fisika 2014, atas kebersamaannya selama perkuliahan ini.
12. Dan pihak-pihak lain yang tidak dapat disebutkan satu per satu.

Penulis menyadari akan keterbatasannya, berharap kritik dan saran yang membangun. Semoga dengan adanya tesis ini dapat menginspirasi pembaca dan menyumbangkan ilmu khususnya dalam bidang geofisika.

Surabaya, 18 Juni 2016

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	iii
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR TABEL	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Perumusan Masalah	2
1.3. Tujuan Penelitian	2
1.4. Manfaat Penelitian	2
1.5. Batasan Masalah	2
BAB II LANDASAN TEORI	3
2.1. Gunungapi Papandayan	3
2.1.1 Kondisi Gunungapi Papandayan	3
2.1.2 Morfologi	3
2.1.3 Stratigrafi	4
3.1.4 Sejarah Letusan	6
3.1.5 Mitigasi Bencana Gunungapi	9
2.2. Hiposenter Gempa	10
2.3. Persamaan <i>Displacement</i>	12
2.4. Sesar Gempa Bumi	15
2.5. <i>Non-Double Couple</i>	16
2.6. Tensor Fungsi Green	18
2.7. Inversi <i>Waveform</i>	20
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	21
3.1. Diagram Alir Penelitian	21
3.2. Lokasi Penelitian	22
3.3. Peralatan	22

3.4. Manajemen dan <i>Picking Data</i>	22
3.5. Penentuan hiposenter	24
3.6. Perhitungan Momen Tensor.....	26
3.7. Estimasi mekanisme sumber.....	28
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	31
4.1. Hiposenter Gempa LF.....	31
4.2. Inversi <i>Centroid Moment Tensor</i> (CMT).....	33
4.2.1. Korelasi Kedalaman <i>Centroid</i>	33
4.2.2. Korelasi <i>Time Shift</i>	35
4.2.4. <i>Fitting Waveform</i>	37
4.3. Matriks Momen Tensor.....	38
4.4 Pembahasan.....	40
4.4.1 Lokasi Sumber.....	40
4.4.2 Mekanisme Sumber	40
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	45
5.1 Kesimpulan	45
5.2 Saran	45
Lampiran a Korelasi <i>Centroid</i> Terhadap Kedalaman.....	51
Lampiran b Korelasi <i>Centroid</i> Terhadap <i>Time Shift</i>	55
Lampiran c Korelasi Presentase DC	59
Lampiran d <i>Fitting Waveform</i>	63
BIODATA PENULIS.....	67

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1. Lokasi fumarola dan sumber air panas di Gunungapi Papandayan. Patahan dan lubang muncul selama letusan november 2002 (Mazot <i>et al.</i> , 2008).	4
Gambar 2.2. Peta geologi Gunungapi Papandayan (vsi.esdm.go.id).	5
Gambar 2.3. Letusan november 2002 (PVMBG, 2013).	7
Gambar 2.4. Peta Kawasan Rawan Bencana Gunungapi Papandayan. Warna merah merupakan KRB II dan warna kuning KRB I (vsi.esdm.go.id).	9
Gambar 2.5. <i>Force couple</i> yang berlawanan dengan besar f dipisah dengan jarak d . Dan <i>double couple</i> pasangan komplementer dari <i>force couple</i> agar tidak menghasilkan torsi (Shearer, 2009).	13
Gambar 2.6. Sembilan pasangan <i>force couple</i> yang membentuk komponen momen tensor (Shearer, 2009).	14
Gambar 2.7. Bidang sesar yang didefinisikan dengan bidang permukaan dari <i>strike</i> dan <i>dip</i> dengan arah vektor <i>slip</i> (Shearer, 2009).	15
Gambar 2.8. Skema diagram <i>rupture</i> pada patahan yang menyebar di sekitar hiposenter (Lay and Wallace, 1995).	16
Gambar 2.9. Contoh dekomposisi momen tensor kedalam isotropis, <i>double couple</i> dan CLVD (Shearer, 2009).	17
Gambar 3.1. Diagram alir penelitian.	21
Gambar 3.2. Lokasi seismometer di sekitar G. Papandayan.	22
Gambar 3.3. FFT Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.	23
Gambar 3.4. <i>Picking</i> Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.	23
Gambar 3.5. Spektrogram Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.	24
Gambar 3.6. Diagram alir hiposenter.	25

Gambar 3.7. Titik-titik uji <i>centroid</i> (Sokos dan Zahradnik, 2009).....	27
Gambar 3.8. Diagram alir inversi momen tensor.	28
Gambar 4.1. Distribusi episenter gempa LF.....	31
Gambar 4.2. a. penampang <i>cross-section</i> distribusi hiposenter arah timur- barat. b. penampang <i>cross-section</i> distribusi hiposenter arah utara-selatan.	32
Gambar 4.3. Diagram korelasi <i>centroid</i> terhadap kedalaman untuk	34
Gambar 4.4. Diagram korelasi posisi sumber terhadap <i>time shift</i> untuk <i>event</i> tanggal 01/09/15 07:23.	35
Gambar 4.5. Korelasi presentase DC untuk semua tebakan <i>centroid</i> dan <i>time</i> <i>shift</i> untuk <i>event</i> tanggal 01/09/15 07:23.	37
Gambar 4.6. Plot <i>fitting waveform</i> untuk <i>event</i> tanggal 07/09/15 08:56.....	38
Gambar 4.7. <i>Beachball</i> masing-masing <i>event</i> pada peta.	41
Gambar 4.8. Solusi bidang patahan masing-masing <i>event</i> pada peta.....	42
Gambar 4.9. Arah gaya pada rekahan tensile yang mempunyai komponen shear (Shimizu <i>et al.</i> , 1987).....	43
Gambar 4.10. Ilustrasi dari model bawah permukaan Kawah Mas yang diadopsi dari model Nakano <i>et al.</i> (2003) pada Gunung Kusatsu- Shirane.	44

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1. Aktivitas Gunungapi Papandayan.....	7
Tabel 2. 2. Pola radiasi dari titik sumber pada medium elastik homogen.	19
Tabel 3. 1. Model kecepatan di G. Papandayan.....	26
Tabel 4. 1. Hasil relokasi gempa LF.	33
Tabel 4. 2. Nilai korelasi terhadap kedalaman dengan jumlah tebakan sumber.....	34
Tabel 4. 3. Pergeseran <i>time shift</i> pada <i>origin time</i> dari data sintetik dan observasi.	36
Tabel 4. 4. Komponen tensor momen gaya dan presentase DC, CLVD dan ISO. ..	38
Tabel 4. 5. Dekomposisi <i>beachball</i> komponen DC, CLVD dan ISO.	39

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Gunungapi Papandayan, secara geografis berada pada $7^{\circ}19'00''$ LS dan $107^{\circ}44'00''$ BT dengan ketinggian 2665 mdpl. G. Papandayan mempunyai tipe stratovolkano dengan klasifikasi A, yang termasuk gunungapi aktif (PVMBG, 2013). Dengan bentuk gunungapi yang tidak teratur, seperti kerucut yang terpotong bagian atasnya. Hal ini dipengaruhi oleh perubahan susunan setiap lapisan antara lava dengan aliran debris (Abidin *et al.*, 1998).

Ada 8 kawah yang ada di puncak G. Papandayan yaitu, Bungbrung, Alun-alun, Parugpug, Papandayan, Kawah Mas, Kawah Baru, Kawah Nagklak dan Kawah Manuk. Pada letusan bulan Nopember 2002, terbentuk 4 buah kawah baru. Hanya satu yang tidak terisi, sedangkan yang lain terisi air berwarna hitam dengan bualan lumpur, berwarna hijau kebiruan dan terakhir berwarna hijau (Kristianto, 2005).

Saat ini, status Gunungapi Papandayan masih dalam Level II (Waspada) sejak ditetapkannya pada tanggal 6 Juni 2013. Berdasarkan evaluasi tingkat aktivitas level II, pada rentang tanggal 10 sampai 16 Nopember 2015 telah terjadi 9 kali Gempa Vulkanik Dalam (VA), 160 kali Gempa Vulkanik Dangkal (VB), 9 kali Gempa *Low Frequency* (LF), 1 kali Gempa Vulkanik *Hybrid*, 5 kali Gempa Tektonik Lokal (TL), 39 kali Gempa Tektonik Jauh (TJ) dan 1 kali gempa terasa dengan skala MMI II (PVMBG, 2015).

Karakteristik dari Gunungapi Papandayan adalah aktivitas fumarola yang terjadi di Kawah Mas (Triastuty *et al.*, 2006). Secara umum, sistem hidrotermal inilah yang menyebabkan terjadinya Gempa LF (Davi *et al.*, 2010; Eyre *et al.*, 2013). Oleh karena itu, G. Papandayan tergolong “*wet volcano*” atau gunungapi basah. Untuk mengetahui mekanisme sumber dari Gempa LF diperlukan informasi terkait interpretasi momen tensor berupa *beachball* dan dekomposisinya dalam komponen *Double Couple* (DC), *Compensated Linier Vector Dipole* (CLVD) dan Isotropik.

1.2. Perumusan Masalah

Dari uraian di atas terdapat beberapa permasalahan yaitu,

1. Bagaimana distribusi sebaran hiposenter Gempa *Low Frequency* Gunungapi Papandayan?
2. Bagaimana mendapatkan solusi momen tensor Gempa LF dan visualisasi *beachball*-nya berdasarkan presentase komponen Isotropik, CLVD dan DC?
3. Bagaimana mekanisme sumber Gempa LF Gunungapi Papandayan?

1.3. Tujuan Penelitian

Tujuan dalam penelitian ini adalah

1. Mengetahui distribusi hiposenter Gempa *Low Frequency*.
2. Mendapatkan solusi momen tensor Gempa LF dan visualisasi *beachball*-nya berdasarkan presentase komponen Isotropik, CLVD dan DC.
3. Mengetahui mekanisme sumber Gempa LF Gunungapi Papandayan.

1.4. Manfaat Penelitian

Manfaat dalam penelitian ini adalah

1. Memahami karakteristik Gempa LF dari distribusi hiposenter.
2. Dari interpretasi *beachball* dan presentase komponen Isotropik, CLVD dan DC dapat diperkirakan proses terjadinya Gempa *Low Frequency* Gunungapi Papandayan.
3. Dengan adanya estimasi mekanisme sumber dapat diperkirakan sistem bawah permukaan Gunungapi Papandayan.

1.5. Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian ini adalah

1. Data yang digunakan hanya meninjau Gempa LF.
2. Rentang waktu gempa yang terekam hanya terjadi di Bulan September 2015.
3. Penelitian ini hanya menggunakan 6 stasiun temporer.

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Gunungapi Papandayan

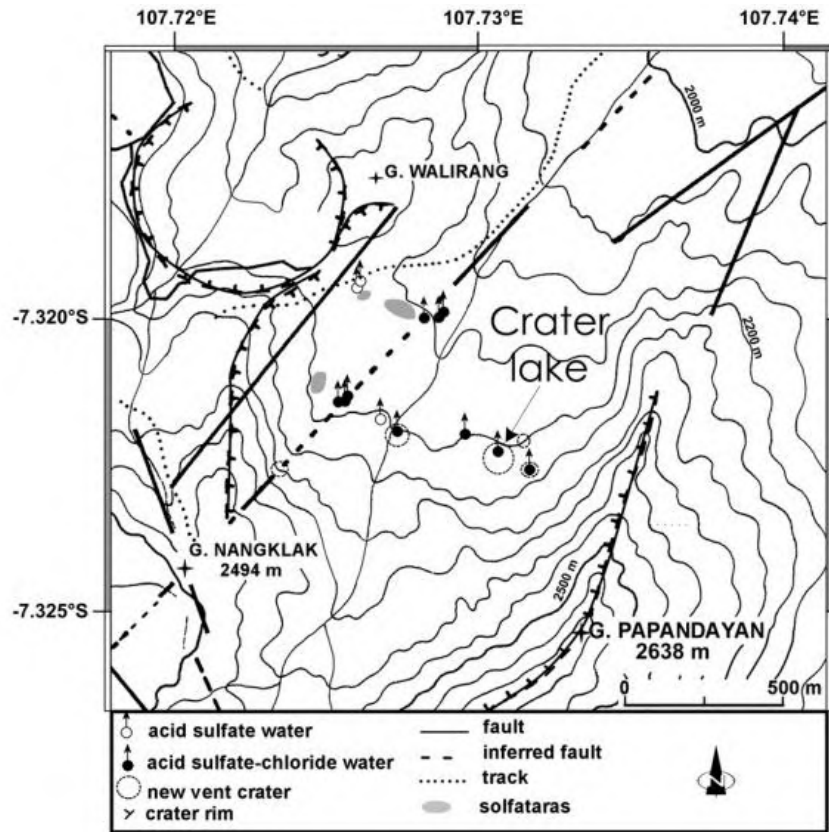
2.1.1 Kondisi Gunungapi Papandayan

Gunungapi Papandayan merupakan gunungapi yang bersifat andesit, terletak paling selatan di Jawa Barat, di wilayah Busur Magmatik Sunda yang terbentuk akibat pergerakan dari lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia yang mengarah ke utara. Aktivitas yang sering terjadi pada gunungapi ini adalah aktivitas hidrotermal pada kawah yang berbentuk seperti tapal kuda dengan diameter sekitar 1.6 km (Syahbana *et al.*, 2014). Bangunan vulkanik pada area ini tersusun dari batuan lava andesitik tersier yang terakumulasi dari deposit piroklastik dengan lava yang berganti-ganti antara lava basalt dengan andesit (Mazot *et al.*, 2008). Aktivitas hidrotermalnya ditunjukkan dengan sejumlah manifestasi sulfatara yang mengemisikan asap panas, kolam lumpur sulfatara, mata air panas dan beberapa lubang kawah yang terletak pada Kawah Mas, Kawah Manuk, Kawah Nangklak dan Kawah Baru. Adanya air yang ada di Gunungapi Papandayan (selain magma) sangat menentukan dinamika aktivitas Gunungapi Papandayan. Oleh karenanya, gunungapi tersebut dinamai “*wet volcano*” gunungapi basah (Syahbana *et al.*, 2014).

2.1.2 Morfologi

Dalam tinjauan morfologi, Gunungapi Papandayan dibagi berdasarkan perbendaan bentuk, kemiringan lereng, bentuk dan struktur lembah yaitu, Morfologi Puncak (G. Papandayan, 2640 m, G. Masigit, 2675 m, Pasir Malang, 2679 m dan G. Nangklak, 2474 m, dicirikan dengan dinding tajam dan lembah sempit, erosi kuat, vegetasi lebat); Morfologi Tubuh (termasuk di dalamnya adalah Kawah Brungbrung, Kawah Manuk, Kawah Nangklak, Kawah Baru dan Lembah Ruslan, dibentuk oleh aliran lava dan endapan aliran piroklastik, berpola aliran radier); Morfologi Kaki, dicirikan oleh morfologi berelief halus di sektor timurlaut dan selatan dan berelief sedang di sektor selatan, dibentuk oleh aliran lava dan endapan aliran piroklastik, berpola aliran dendritik; Morfologi Tapalkuda, merupakan depresi berarah timurlaut mulai dari Kawah Mas hinga

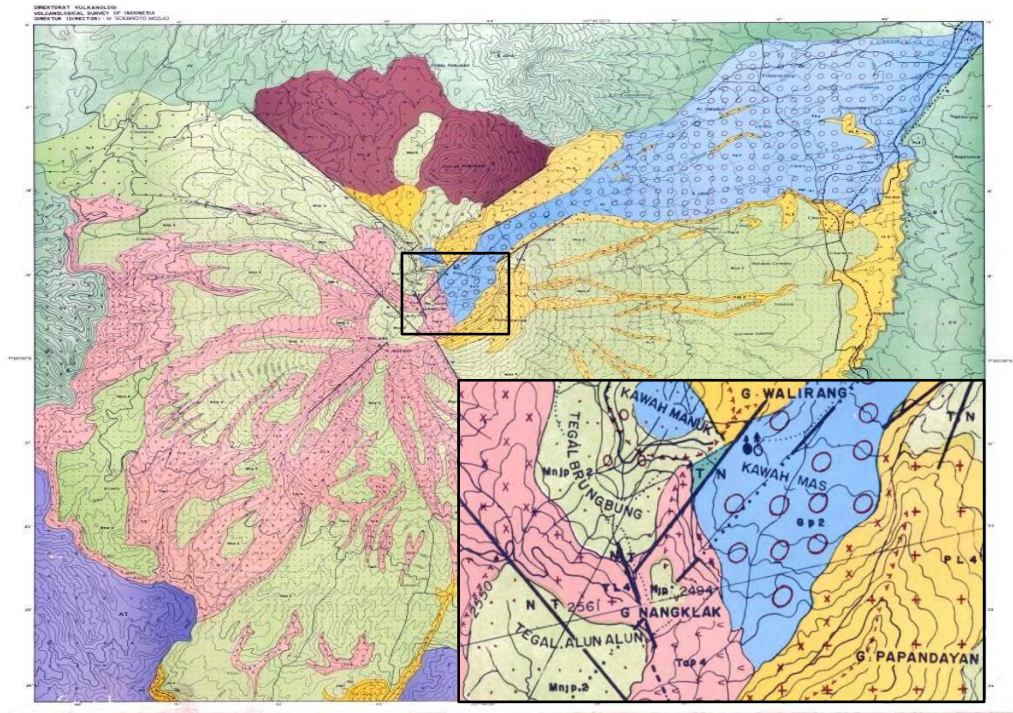
Kampung Cibalong dan Cibodas sebagai hasil dari peristiwa pembentukan endapan guguran puing (*debris avalanche deposit*) (PVMBG, 2013).



Gambar 2.1. Lokasi fumarola dan sumber air panas di Gunungapi Papandayan. Patahan dan lubang muncul selama letusan november 2002 (Mazot *et al.*, 2008).

2.1.3 Stratigrafi

Stratigrafinya dipisahkan menjadi Produk Primer, terdiri dari Batuan Tersier terdiri dari andesit, ditemukan di sebelah selatan G. Papandayan; Produk gunungapi di sekitar G. Papandayan (endapan jatuhan piroklastik G. Geulis, intrusi G. Kembar, endapan jatuhan piroklastik dan aliran lava G. Cikuray, endapan jatuhan piroklastik G. Jaya, dan aliran piroklastik G. Puntang); Produk G. Papandayan (aliran lava, endapan jatuhan dan aliran piroklastik); Produk Kawah Tegal Alun (aliran lava dan endapan aliran piroklastik); Produk G. Nangklak (endapan jatuhan piroklastik); Produk Kawah Manuk (endapan jatuhan piroklastik); dan Produk Kawah Mas (endapan jatuhan piroklastik) dan Produk Sekunder (endapan guguran puing Kawah Manuk, endapan guguran puing Kawah Mas dan lahar).



Gambar 2.2. Peta geologi Gunungapi Papandayan (vsi.esdm.go.id).

Struktur geologi, dipisahkan menjadi struktur sesar dan struktur kawah. Struktur sesar umumnya berjenis sesar normal, ditemukan di sekitar G. Nangklak, Kawah Tegal Alun, Kawah Mas dan G. Waliran, serta di lereng barat laut dan tenggara G. Papandayan (Gambar 2.2). Secara umum mempunyai arah NE-SW, NW-SE dan NNW-SSE dengan indikasi berupa breksiasi, kelurusan topografi, zona hancuran struktur kawah, terdapat Kawah Mas, Kawah Manuk, Kawah Brungbrung, Kawah Tegal Alun, Kawah Nangklak dan Kawah Baru. Geologi yang terbentuk akibat aliran lava, piroklastik dan guguran ditunjukkan dengan perbedaan warna yang ada dalam Gambar 2.2. Warna merah muda menyatakan aliran lava dan piroklastik pada zaman Kuartir Kedua. Warna kuning menyatakan aliran lava dan piroklastik zaman Kuartir Pertama. Dan warna biru muda menyatakan guguran puing dan aliran lahar 217 tahun yang lalu.

Evolusi Gunungapi Papandayan dan sekitar, dimulai dengan pembentukan Pegunungan Selatan (tersier), diikuti dengan pembentukan gunungapi di sekitar G. Papandayan (G. Geulis, G. Cikuray, G. Jaya dan G. Puntang), disusul dengan

pembentukan tubuh G. Papandayan, menghasilkan Kawah Papandayan, Kawah Tegal Alun, Kawah Nangklak, Kawah Manuk, Kawah Mas dan Kawah Baru. Pembentukan endapan sekunder yang dimanifestasikan dengan endapan guguran puing, terjadi sebelum tahun 1772 (tersebar di sektor utara-timurlaut, bersumber dari Kawah Manuk) dan terjadi pada tahun 1772 (tersebar di sektor timurlaut, bersumber dari Kawah Mas) (PVMBG, 2013).

3.1.4 Sejarah Letusan

Gunungapi Papandayan telah menghasilkan aliran debris yang merusak selama erupsi magmatik pada tahun 1772. Setelah itu, hanya sedikit erupsi freatik yang terjadi sampai erupsi eksplosif pada november 2002 yang mana secara signifikan merubah morfologi kawah (Mazot *et al.*, 2008). Dalam sejarahnya, Gunungapi Papandayan telah meletus empat kali, 12 Agustus 1772, 11 Maret 1923, 15 Agustus 1942 dan 11 November 2002. Selama letusan 1772, bagian sisi timurlaut mengalami keruntuhan pada zona lemah dipicu oleh aktivitas hidrotermal dengan letusan eksplosif yang tergolong kecil. Akibatnya, luas area sekitar 250 km² tertutupi oleh debris dan 2957 orang meninggal dunia. Sesudah itu, hanya sedikit erupsi akibat aktivitas hidrotermal yang mencapai VEI (*Volcanic Explosivity Index*) dengan rentang 1 sampai 2 termasuk letusan yang lebih eksplosif terjadi pada november 2002 (Syahbana *et al.*, 2014).

Awal letusan tahun 2002, dimulai dengan meningkatnya seismisitas dan erupsi freatik dalam skala kecil pada awal bulan Oktober. Pada 11 november 2002, erupsi freatik pada kawah bagian tenggara menyebabkan longsoran yang berubah menjadi lahar. Pada 15 November 2002, erupsi freatik menghempaskan uap panas dan asap hingga mencapai ketinggian lebih dari 4000 m di atas kawah. Dan pada 20 November 2002, erupsi besar kembali terjadi di kawah bagian barat laut yang menghasilkan abu vulkanik hingga mencapai 1500 m dan awan panas yang mengarah ke timurlaut. Erupsi juga menghasilkan *directed blast* yang mencapai 2 km dari kawah dan meninggalkan *block* dan fragmen dari batuan yang teralterasi. Lubang baru telah terbentuk yang berisi kolam kecil, kolam lumpur dan sumber air panas, yang didominasi oleh fluida dengan kandungan air asam sulfat dan asam sulfat-klorida (Mazot *et al.*, 2008).



Gambar 2.3. Letusan november 2002 (PVMBG, 2013).

Aktivitas-aktivitas G. Papandayan yang pernah tercatat sebagai berikut (PVMBG, 2013).

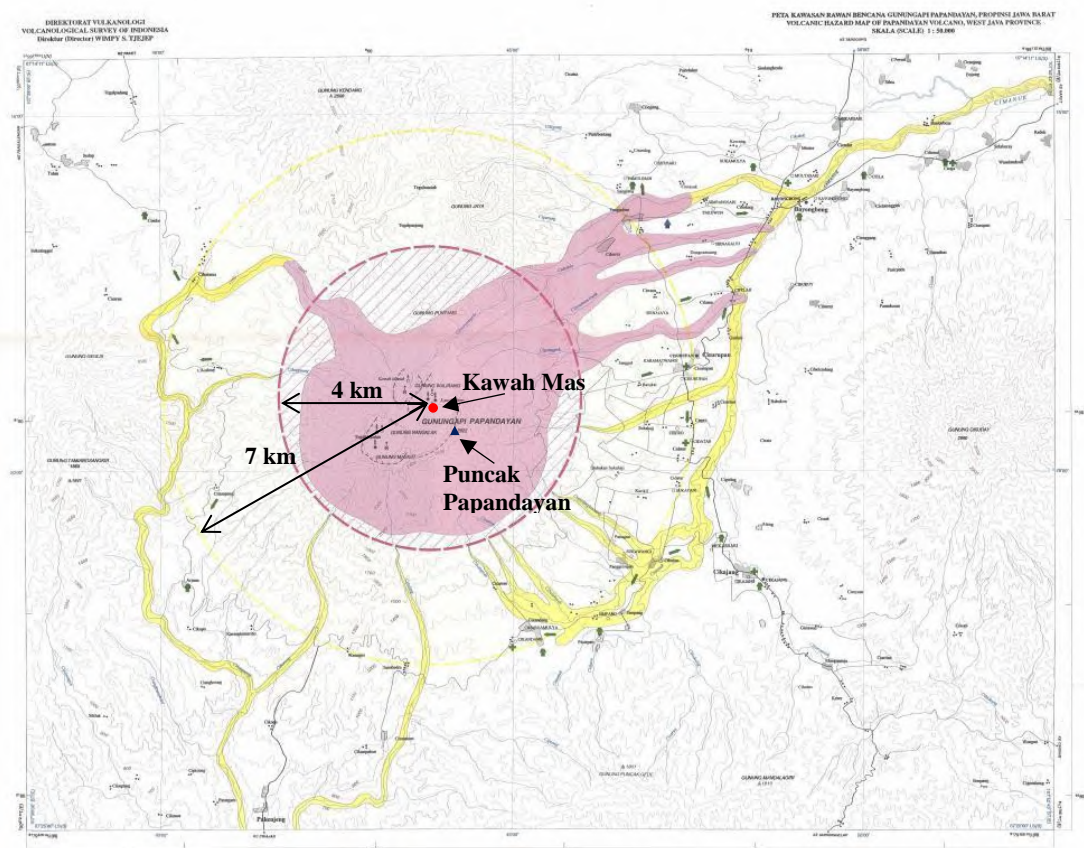
Tabel 2. 1. Aktivitas Gunungapi Papandayan.

Tahun	Keterangan
1772	Pada malam hari tanggal 11-12 Agustus terjadi erupsi besar dari kawah sentral dan awan panas yang dilontarkan telah membunuh sekitar 2951 orang dan menghancurkan sekitar 40 perkampungan.
1882	Pada tanggal 28 Mei sore pada waktu hari cerah dan langit terang di Campaka Warna terdengar suara gemuruh di dalam tanah yang diduga berasal dari Gunungapi Papandayan.
1923	Pada tanggal 11 Maret terjadi erupsi yang mengeluarkan lumpur beserta batu-batu yang dilontarkan hingga jarak 150 meter. Terdapat 7 buah erupsi dalam Kawah Baru dan letusan ini didahului oleh gempa yang terasa di Cisurupan.
1924	Pada tanggal 25 Januari Kawah mas suhunya naik dari 364 °C

	menjadi 500 ⁰ C kemudia terjadi erupsi lumpur di Kawah Mas dan Kawah Baru. Pada tanggal 16 Desember terdengar suara guntur dan ledakan dari Kawah Baru, hutan sekitar menjadi gundul karena kejatuhan batu dan lumpur, bahan erupsi terlontar ke arah timur hampir mencapai Cisurupan.
1925	Pada tanggal 21 Februari terjadi erupsi lumpur pada Kawah Nangklak yang disusul semburan gas kuat dengan hujan lumpur.
1926	Di Kawah Mas terjadi erupsi lumpur kecil bercampur belerang. Di Kawah Baru terjadi tiupan kuat yang melontarkan tepung belerang hingga mencapai jarak 300 meter ke arah timur laut dan ke jurusan barat daya mencapai 100 meter dan diakhiri dengan erupsi lumpur belerang.
1927	Pada tanggal 16-18 Februari terjadi kenaikan kegiatan di Kawah Mas dan sampai sekarang masih terjadi kepulan asap fumarola dan solfatara serta bualan lumpur air panas.
1942	Pada tanggal 15-16 Agustus lahir lubang erupsi baru.
1993	Pada tanggal 17 Juli terjadi ledakan lumpur di Kawah Baru.
1998	Bulan Juni terjadi aktivitas vulkanik yang cukup berarti, dengan terjadinya peningkatan jumlah gempa menurut catatan seismik, juga terjadinya semburan lumpur dan gas pada lubang fumarol kawah, yaitu pada Kawah Mas, yang mencapai ketinggian kira-kira lima meter.
2002	Dimulai pada tanggal 11 November terjadi peningkatan aktivitas vulkanis di Gunungapi Papandayan, erupsi yang besar terjadi di Gunungapi Papandayan mulai 13-20 November, aktifitas menurun hingga tanggal 21 Desember, akibat dari erupsi ini terjadi longsoran pada dinding kawah Nangklak dan banjir di sepanjang aliran sungai Cibeureum gede hingga ke sungai Cimanuk sejauh 7 km, merendam beberapa unit rumah dan menyebabkan erosi besar sepanjang alirannya.

3.1.5 Mitigasi Bencana Gunungapi

Gunungapi Papandayan mempunyai kawah aktif yang terbuka ke arah timurlaut, sehingga kemungkinan bahaya yang akan ditimbulkan apabila terjadi erupsi (terutama erupsi eksplosif magmatik/freatomagmatik), daerah yang mungkin dilanda berada di arah bukaan (dengan konsentrasi pemukiman relatif besar). Daerah bahaya Gunungapi Papandayan dibagi menjadi dua kawasan. Pertama, Kawasan Rawan Bencana II (KRB II). Merupakan daerah yang terancam oleh awan panas dan aliran lava serta lahar. Daerah ini meliputi daerah timurlaut (daerah bukaan kawah aktif) dan daerah ini juga terancam jatuhnya bom gunungapi. Kedua, Kawasan Rawan Bencana I (KRB I). Merupakan daerah yang terancam bahaya lahar pada musim penghujan (bahaya sekunder), meliputi daerah yang letaknya berdekatan dengan sungai yang berhulu dari tepi kawah (daerah puncak) dan secara topografi, letaknya relatif lebih rendah (PVMBG, 2013).



Gambar 2.4. Peta Kawasan Rawan Bencana Gunungapi Papandayan. Warna merah merupakan KRB II dan warna kuning KRB I (vsi.esdm.go.id).

2.2 Hiposenter Gempa

Penjalaran gelombang seismik yang ditimbulkan oleh gempa bumi yang terekam pada stasiun diasumsikan menjalar dalam medium homogen isotropis sehingga penjalarannya berupa garis lurus. Penjalaran ini dapat dirumuskan dalam persamaan (Lay dan Wallace, 1995),

$$t_i = t + \frac{\sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2}}{v} \quad (2.1)$$

Dengan t_i adalah waktu tiba gempa yang terekam pada stasiun i , t adalah waktu mulai gempa terjadi (*origin time*), x, y, z adalah lokasi sumber gempa dan x_i, y, z_i adalah posisi stasiun. Koordinat ini ditulis dalam kartesian. Dalam penulisan permasalahan inversi, t_i adalah elemen dari vektor data \mathbf{d} , dan x, y, z dan t adalah elemen vektor dari model \mathbf{m} yang mana akan dicari nilainya. Secara umum, penulisan persamaan (2.1) dapat ditulis sebagai berikut,

$$F(x, y, z, t) = d \quad (2.2)$$

Persamaan (2.1) adalah persamaan nonlinier. Dalam penyelesaiannya, diperlukan proses linierisasi persamaan tersebut agar bisa diselesaikan dengan *least-square*. Prosedur yang umum dilakukan adalah dengan linierisasi dan iterasi setiap hasil model yang baru, kemudian dilakukan pembaruan model \mathbf{m} sampai mendapatkan hasil yang paling bagus.

Langkah pertama adalah melakukan solusi awal m^0 untuk melakukan estimasi data d^0 , dengan melakukannya secara iteratif, maka didapatkan pembaruan model. Pembaruan model, dituliskan dengan pendekatan deret Taylor,

$$m_j^1 = m_j^0 + \delta m_j^0 \quad (2.3)$$

Dengan δm_j^0 adalah penambahan dari pembaruan model yang bervariasi untuk ke j parameter model. Pembaruan model ini akan berhenti sampai didapatkan hasil yang fit antara data dengan model. Apabila dimisalkan nilai tebakan awal adalah (x_0, y_0, z_0, t_0) dan perubahan pembaruan setiap iterasi dituliskan $\delta x_0 = (x_1 - x_0)$, $\delta y_0 = (y_1 - y_0)$, $\delta z_0 = (z_1 - z_0)$ dan $\delta t_0 = (t_1 - t_0)$. Indeks bawah 1 menunjukkan proses iterasi pertama. Sebagaimana persamaan (2.3), dapat ditulis untuk semua parameter gempa menjadi,

$$\left(\frac{\partial F}{\partial x_0}\right)\delta x_0 + \left(\frac{\partial F}{\partial x_0}\right)\delta x_0 + \left(\frac{\partial F}{\partial x_0}\right)\delta x_0 = d_1 - F_1^0(x_0, y_0, z_0, t_0) \quad (2.4)$$

Persamaan di atas menunjukkan bentuk yang linier. Substitusi persamaan (2.2) ke persamaan (2.4) menjadi,

$$\delta d_i = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \quad (2.5)$$

Dari persamaan (2.5), didefinisikan besaran baru, sebagai matriks dari turunan parsial antara waktu tempuh dengan model,

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (2.6)$$

Penyelesaian persamaan inversi dengan iteratif menghasilkan besar pertambahan pertama yang ditunjukkan dalam persamaan (2.5) sehingga untuk pembaruan model, model lama ditambah dengan pertambahan model baru,

$$\begin{aligned} x_1 &= x_0 + \delta x_0, y_1 = y_0 + \delta y_0 \\ z_1 &= z_0 + \delta z_0, t_1 = t_0 + \delta t_0 \end{aligned} \quad (2.7)$$

Nilai dari (x_1, y_1, z_1, t_1) akan menjadi model baru yang akan digunakan dalam proses inversi selanjutnya secara iteratif sampai didapatkan nilai $d_i - F_i^{i-1}(x_{i-1}, y_{i-1}, z_{i-1}, t_{i-1})$ minimum. Secara umum, penyelesaian dalam pencarian model menggunakan persamaan (Menke, 2012),

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.8)$$

Ada beberapa permasalahan yang muncul terkait dengan solusi dari inversi. Ada beberapa ketidakstabilan hasil yang ditunjukkan. Untuk menstabilkan hasil inversi, diperlukan sebuah *damping factor*. Hal ini sangat berguna dalam kasus inversi *mixed-determined* (Grandis, 2009). Persamaannya dapat dituliskan sebagai,

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \lambda \mathbf{I}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.9)$$

Faktor redaman λ yang sering disebut sebagai *regularization parameter* harus ditentukan dengan beberapa pertimbangan sehingga menghasilkan nilai *misfit* minimum.

2.3 Persamaan *Displacement*

Persamaan *displacement* dalam medium elastik kontinu adalah

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (2.10)$$

Dengan ρ adalah densitas, u_i adalah *displacement*, τ_{ij} adalah tensor *stress* dan f_i adalah *body force*. Penyelesaian persamaan di atas cukup rumit. Jika dimodelkan ada sebuah vektor unit gaya $f(x_0, t_0)$ yang bekerja pada posisi x_0 dan waktu t_0 . Gaya ini akan mempunyai hasil yang unik pada fungsi $u(x, t)$ yang menggambarkan respon dari bumi. Respon ini dapat dihitung jika diketahui struktur bumi yang cukup akurasi.

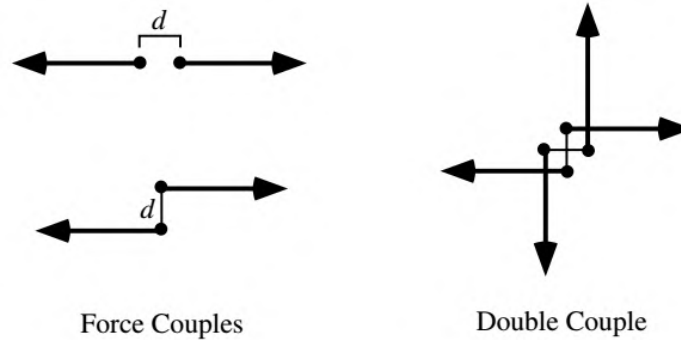
Dalam penyelesaian permasalahan ini, pemisahan (pemberian notasi) antara sumber gempa dengan propagasi gelombang. Yaitu dengan mendefinisikan fungsi Green. Secara umum persamaannya dapat ditulis menjadi,

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_0, t_0) f_j(x_0, t_0) \quad (2.11)$$

Dengan u adalah *displacement*, f adalah vektor gaya dan G adalah fungsi *Green*. Perhitungan G cukup rumit dan menyangkut banyak sifat elastik dari material serta keadaan batas dari masing-masing lapisan.

Gempa bumi biasanya dimodelkan dengan pergeseran pada sesar, diskontinu dalam *displacement* yang memotong medium elastik. Parameter ini, tidak bisa digunakan dalam persamaan diatas secara langsung untuk memodelkan pergerakan tanah. Untungnya, dalam peristiwa ini dapat ditunjukkan dengan adanya distribusi *body force* yang menghasilkan *displacement* yang sama. Gaya ini diistilahkan dengan *equivalent body forces* untuk model sesar.

Sebuah gaya tunggal yang bekerja pada suatu titik hanya bisa dihasilkan dari gaya luar, tetapi momentumnya tidak konservatif. Sedangkan, gaya internal dihasilkan dari pelepasan tegangan pada sesar yang berlawanan arah dengan gaya luar, sehingga momentum bersifat konservatif.



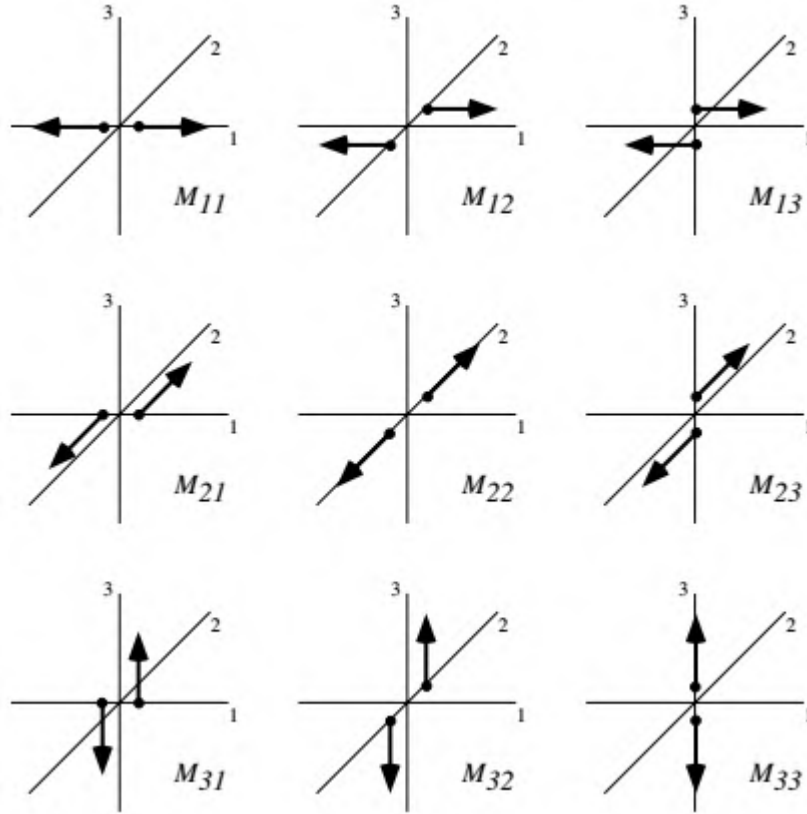
Gambar 2.5. *Force couple* yang berlawanan dengan besar f dipisah dengan jarak d . Dan *double couple* pasangan komplementer dari *force couple* agar tidak menghasilkan torsi (Shearer, 2009).

Dalam tinjauan momentum angular, *force couple* yang bekerja pada medium elastis berlaku hukum kekekalan sehingga diperlukan sebuah *force couple* komplementer untuk menghasilkan kesetimbangan. Total gaya ini disebut dengan *double couple*.

Didefinisikan *force couple* (pasangan gaya) M_{ij} dalam koordinat kartesian, sebuah pasangan gaya dengan arah i dan j yang saling berlawanan. Besar M_{ij} merupakan perkalian antara gaya f dengan jarak d yang dianggap konstan dan nilai d mendekati nol sebagai batas pada titik sumber. Ada sembilan macam *force couple* yang dituliskan dalam bentuk matriks momen tensor M dan hanya enam komponen utama, karena mempunyai sifat simetris.

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

Masing-masing komponen menunjukkan arah dari gaya. Pada bagian diagonal, pasangan gaya mempunyai garis gaya yang sama namun berbeda arah. Sedangkan untuk komponen selain diagonal, menunjukkan titik mula gaya dan arah gaya. Untuk lebih mudah dalam penggambarannya, secara fisis dari *force couple* dapat dilihat pada Gambar 2.6,



Gambar 2.6. Sembilan pasangan *force couple* yang membentuk komponen momen tensor (Shearer, 2009).

Dari Persamaan (2.11), *displacement* hasil dari *force couple* yang bekerja pada titik \mathbf{x}_0 ditulis dalam bentuk fungsi Green,

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0) f_j(\mathbf{x}_0, t_0) - G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0 - \hat{\mathbf{x}}_k d, t_0) f_j(\mathbf{x}_0, t_0)$$

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} f_j(\mathbf{x}_0, t_0) d \quad (2.13)$$

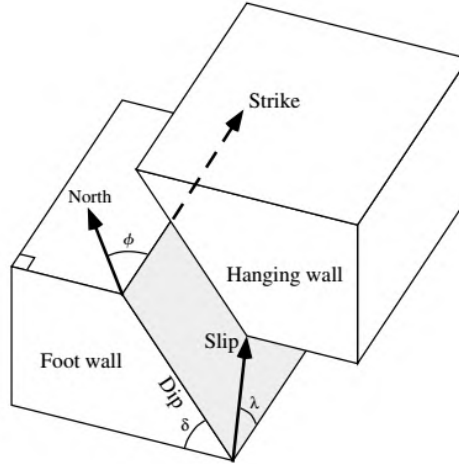
Dengan vektor gaya f_j yang dipisah dengan jarak d dalam arah x_k . Hasil kali dari $f_j d$ pada kolom d dari M_{jk} akan menghasilkan persamaan,

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} M_{jk}(\mathbf{x}_0, t_0) \quad (2.14)$$

Persamaan (2.14) menunjukkan hubungan yang linier antara persamaan *displacement* dengan komponen momen tensor yang melibatkan turunan dari fungsi Green.

2.4 Sesar Gempa Bumi

Proses terjadinya gempa bumi, dapat didekati dengan sebuah gerakan yang melewati bidang datar dengan sembarang arah seperti pada gambar berikut,

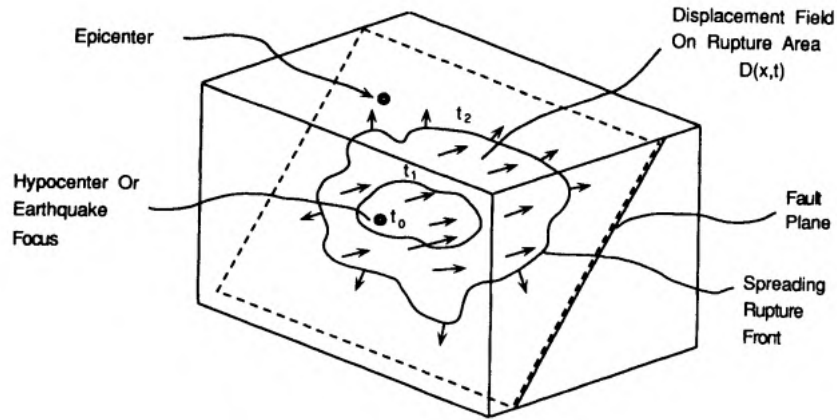


Gambar 2.7. Bidang sesar yang didefinisikan dengan bidang permukaan dari *strike* dan *dip* dengan arah vektor *slip* (Shearer, 2009).

Bidang sesar didefinisikan dengan *strike* (ϕ , azimuth dari sesar yang terbentuk dari arah utara yang melewati bidang horizontal) dan *dip* (δ , sudut dari permukaan horizontal) seperti pada Gambar 2.7. Untuk gerakan non-vertikal, balok yang bawah diistilahkan dengan *foot wall* dan untuk balok yang atas diistilahkan *hanging wall*. Vektor *slip* didefinisikan dengan gerakan *hanging wall* relatif terhadap *foot wall*. *Rake*, λ adalah sudut vektor *slip* dengan *strike*. Gerakan *hanging wall* keatas disebut sesar *reverse*, ke bawah disebut sesar *normal*. Sesar *reverse* yang mempunyai sudut *dip* kurang dari 45° disebut dengan sesar *thrust*. Sedangkan besar ukuran dari gempa yang statis ditulis dengan M_0 atau disebut dengan *scalar seismic moment*,

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (2.15)$$

Dengan μ adalah modulus *shear*, \bar{D} adalah rata-rata *displacement* sesar dan A adalah luas area sesar. Untuk area *rupture* dapat dilihat pada Gambar 2.8, dengan bentuk yang tidak teratur. Namun, untuk mempermudah perhitungan, luas area didekati dengan bentuk persegi.



Gambar 2.8. Skema diagram *rupture* pada patahan yang menyebar di sekitar hiposenter (Lay and Wallace, 1995).

2.5 Non-Double Couple

Sumber gempa *double couple* diakibatkan *shear fracture* yang mempunyai representasi matriks momen tensor yang spesifik, yaitu nilai trace dan determinan dari matriks M adalah nol. Bagaimanapun, momen tensor secara umum mempunyai deskripsi sumber yang bukan *double couple* dengan jenis *event* yang berbeda. Trace momen tensor diukur dari perubahan volume bersamaan dengan *event* yang mana mempunyai nilai nol. Disisi lain, momen tensor untuk sumber isotropis (misal, ledakan) mempunyai bentuk matriks,

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & M_{22} & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Dengan $M_{11}=M_{22}=M_{33}$. Secara umum, momen tensor isotropik didapatkan dari,

$$M^0 = \frac{1}{3} (tr M) I \quad (2.17)$$

dan dekomposisi matriks M ke dalam matriks isotropik dan deviatorik.

$$M = M^0 + M' \quad (2.18)$$

Dengan trace $M' = 0$. Momen tensor deviatorik, M' , adalah matriks yang tidak ada pengaruh dari sumber isotropis dan mungkin ada tambahan komponen

matriks *non-double couple*. Diagonalisasi matriks \mathbf{M}' dengan menghitung nilai eigen dan vektor eigen serta merotasi koordinat sehingga didapatkan,

$$\mathbf{M}' = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

Dengan nilai eigen $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, karena trace $\mathbf{M}' = 0$, $\sigma_2 = -\sigma_1 - \sigma_3$. Untuk *double couple* murni, $\sigma_2 = 0$ dan $\sigma_3 = -\sigma_1$. Dalam proses *fitting* antara \mathbf{M}' dengan \mathbf{M}^{DC} adalah dengan dekomposisi matriks \mathbf{M}' dengan matriks lain, yang disebut dengan matriks CLVD, *compensated linier vector dipole*, \mathbf{M}^{CLVD} .

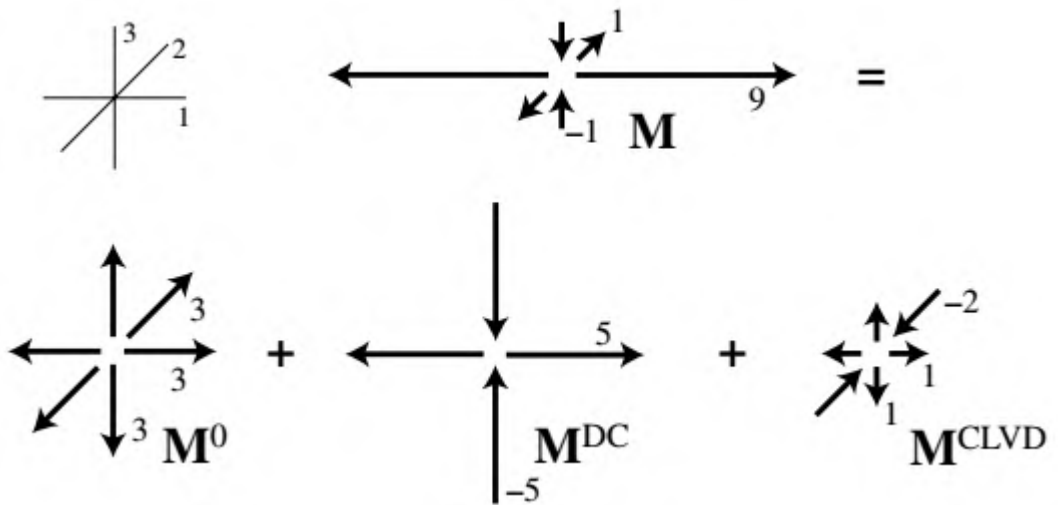
$$\mathbf{M}' = \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD}$$

$$\mathbf{M}' = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} -\frac{\sigma_2}{2} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{\sigma_2}{2} \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Lebih lengkapnya dekomposisi dari matriks momen tensor \mathbf{M} adalah

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^0 + \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD} \quad (2.21)$$

Dekomposisi dari \mathbf{M}' ke dalam \mathbf{M}^{DC} dan \mathbf{M}^{CLVD} adalah unik, karena hanya mendapatkan \mathbf{M}^{DC} yang tingkat kecocokannya paling tinggi pada sumber *double couple*. Oleh karenanya, meminimalisir komponen CLVDnya. Seperti contoh gambar di bawah ini,



Gambar 2.9. Contoh dekomposisi momen tensor kedalam isotropis, *double couple* dan CLVD (Shearer, 2009).

Dalam penggambaran komponen matriksnya ditulis sebagai berikut,

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} 9 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 3 & 0 & 0 \\ 0 & 3 & 0 \\ 0 & 0 & 3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 5 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -5 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

Dalam pengukuran misfit \mathbf{M}' dengan komponen *double couple* murni diberikan dengan rasio σ_2 dengan sisa nilai eigen yang terbesar,

$$\epsilon = \frac{\sigma_2}{\max(|\sigma_1|, |\sigma_3|)} \quad (2.23)$$

Dengan $\epsilon = 0$ adalah untuk *double couple* murni dan $\epsilon = \pm 0.5$ untuk yang murni CLVD (Shearer, 2009).

2.6 Tensor Fungsi Green

Fungsi Green didapatkan dari fungsi radiasi titik sumber pada waktu $t_0 = 0$,

$$\begin{aligned} G_{ij}(x, t; x_0, 0) &= \frac{1}{4\pi\rho} \left(\frac{1}{R}\right)_{,ij} \times t \left[H(t - R/\alpha) - H(t - R/\beta) \right] \\ &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{R} (R_{,i}R_{,j}) \delta(t - R/\alpha) \\ &+ \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{R} [\delta_{ij} - R_{,i}R_{,j}] \delta(t - R/\beta) \end{aligned} \quad (2.24)$$

Dengan δ_{ij} adalah delta Kroneker dan koma menunjukkan turunan terhadap komponen yang tertulis. Persamaan (2.24) dapat ditulis dalam domain frekuensi,

$$\begin{aligned} \bar{G}_{ij}(x; x_0, \omega) &= \frac{1}{4\pi\rho} \left(\frac{1}{R}\right)_{,ij} \frac{1}{\omega^2} \\ &\times \left[-\left(1 + \frac{i\omega R}{\alpha}\right) e^{-i\omega R/\alpha} + \left(1 + \frac{i\omega R}{\beta}\right) e^{-i\omega R/\beta} \right] \\ &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{R} (R_{,i}R_{,j}) e^{-i\omega R/\alpha} \\ &+ \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{R} [\delta_{ij} - R_{,i}R_{,j}] e^{-i\omega R/\beta} \end{aligned} \quad (2.25)$$

Untuk menghitung radiasi dari momen tensor sumber seismik atau perhitungan tegangan dan regangan yang diakibatkan oleh sumber dibutuhkan penurunan fungsi Green terhadap ruang. Hasil penurunan ini dibagi kedalam tiga tinjauan, *near field* (NF), *intermediate field* (IF) dan *far field* (FF). Pemisahan

kedalam IF dan NF memudahkan perhitungan dalam transformasi fourier. Penurunan fungsi Green dapat ditulis sebagai berikut,

$$G_{ij,k} = \frac{\partial G_{ij}}{\partial x_k} = G_{ij,k}^{NF} + G_{ij,k}^{IF} + G_{ij,k}^{FF} \quad (2.26)$$

Secara lebih detail penurunan fungsi Green untuk masing-masing NF, IF dan FF,

$$\begin{aligned} \bar{G}_{ij,k}^{FF}(x; x_0, \omega) &= \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{R} \mathcal{R}_{ijk}^P(-i\omega) e^{-i\omega R/\alpha} \\ &\quad + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{R} \mathcal{R}_{ijk}^S(-i\omega) e^{-i\omega R/\beta} \\ \bar{G}_{ij,k}^{IF}(x; x_0, \omega) &= \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{R^2} \mathcal{J}_{ijk}^P e^{-i\omega R/\alpha} \\ &\quad + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{R^2} \mathcal{J}_{ijk}^S e^{-i\omega R/\beta} \\ \bar{G}_{ij,k}^{NF}(x; x_0, \omega) &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{R^4} \mathcal{N}_{ijk} \frac{1}{\omega^2} \\ &\quad \times \left[-\left(1 + \frac{i\omega R}{\alpha}\right) e^{-i\omega R/\alpha} \right. \\ &\quad \left. + \left(1 + \frac{i\omega R}{\beta}\right) e^{-i\omega R/\beta} \right] \end{aligned} \quad (2.27)$$

Dengan $R = |x - x_0|$ dan koefisien \mathcal{R}, \mathcal{J} dan \mathcal{N} dapat dilihat dalam tabel berikut,

Tabel 2. 2. Pola radiasi dari titik sumber pada medium elastik homogen.

Koefisien	Gelombang P	Gelombang S
\mathcal{R}_{ijk}	$R_{,i}R_{,j}R_{,k}$	$\delta_{ij}R_{,k} - R_{,i}R_{,j}R_{,k}$
\mathcal{J}_{ijk}	$-R^2R_{,ijk} - 3R_{,i}R_{,j}R_{,k}$	$R^2R_{,ijk} + 3R_{,i}R_{,j}R_{,k} - \delta_{ij}R_{,k}$
\mathcal{N}_{ijk}	$R^4(R^{-1})_{,ijk}$	

Dari persamaan (2.27) frekuensi dipengaruhi oleh penurunan jarak, namun berbeda untuk masing-masing NF, IF dan FF (Madariaga, 2007).

2.7 Inversi *Waveform*

Estimasi model dari momen tensor M_{ij} dari persamaan (2.14) dilakukan dengan cara mengubahnya ke dalam bentuk matriks menjadi,

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \vdots \\ u_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{11,1} & \dots & g_{12,3} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ g_{N1,1} & \dots & g_{N2,3} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{23} \end{bmatrix} \quad (2.28)$$

Dengan asumsi simetri dari momen tensor,

$$g_{np,q} = \begin{cases} G_{np,q} & p = q \\ G_{np,q} + G_{nq,p} & p \neq q \end{cases} \quad n = 1, 2, 3, \dots, N \quad (2.29)$$

Untuk menyelesaikan solusi dari model, maka digunakan metode inversi *least-square* (Sokos dan Zahradnik, 2009) sebagaimana pada Persamaan (2.8). Proses inversinya dilakukan secara iteratif sehingga memerlukan parameter nilai terbaik. Penentuan nilai parameter ini ditunjukkan dengan varian reduksi (*VR*) berdasarkan evaluasi misfit antara observasi dan perhitungan. Persamaan *VR* dituliskan dengan,

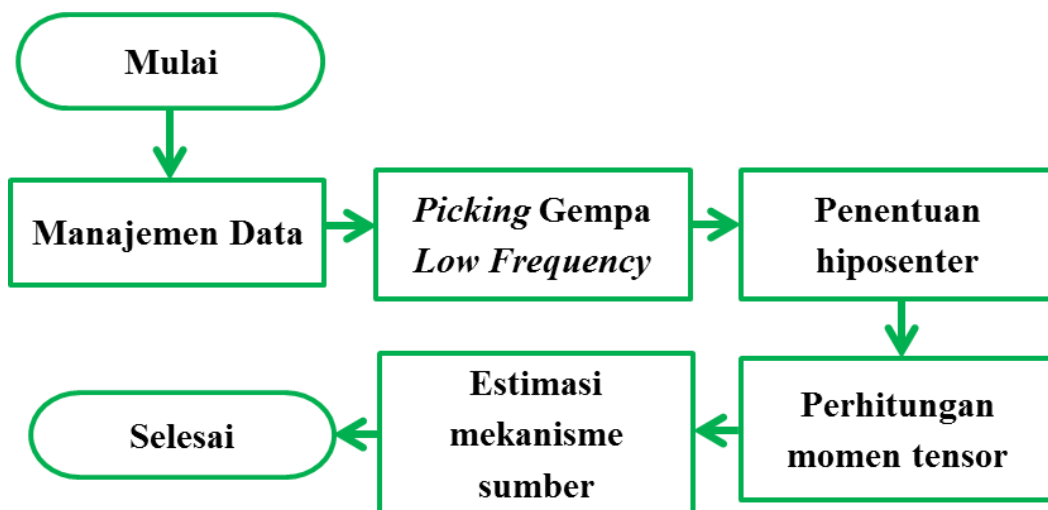
$$VR = 1 - \frac{|d - s|^2}{|d|^2} \quad (2.30)$$

Dengan d adalah data gempa, s adalah data sintetik. Semakin nilai varian reduksi mendekati satu, maka tingkat kecocokannya semakin tinggi.

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1. Diagram Alir Penelitian

Langkah-langkah dalam penelitian ini digambarkan dalam diagram alir sebagaimana terlihat pada Gambar 3.1. Data yang didapatkan dari rekaman aktivitas seismik G. Papandayan, menunjukkan aktivitas gempa mulai dari Vulkano Tektonik (VT), Teleseismik dan Gempa LF. Dalam penelitian ini hanya dibatasi pada aktivitas Gempa LF maka, dilakukan manajemen data dengan pemilahan gempa yang mempunyai frekuensi dominan dalam rentang 0.5 Hz sampai 5 Hz (Cesca dan Dahm, 2008). Setelah pemilahan data, dilakukan proses *picking* fase gelombang P dan S untuk mengetahui waktu tiba dari masing-masing fase gelombang tersebut. Hasil dari proses *picking* digunakan untuk menentukan lokasi hiposenter dari Gempa LF. Estimasi hiposenter ini merupakan salah satu parameter yang digunakan dalam perhitungan momen tensor. Selain itu, model kecepatan serta magnituda gempa sangat mempengaruhi hasil momen tensor. Dari nilai momen tensor ini, dapat diketahui besar dan arah gaya sehingga dapat memperkirakan mekanisme sumber dari Gempa LF di G. Papandayan.



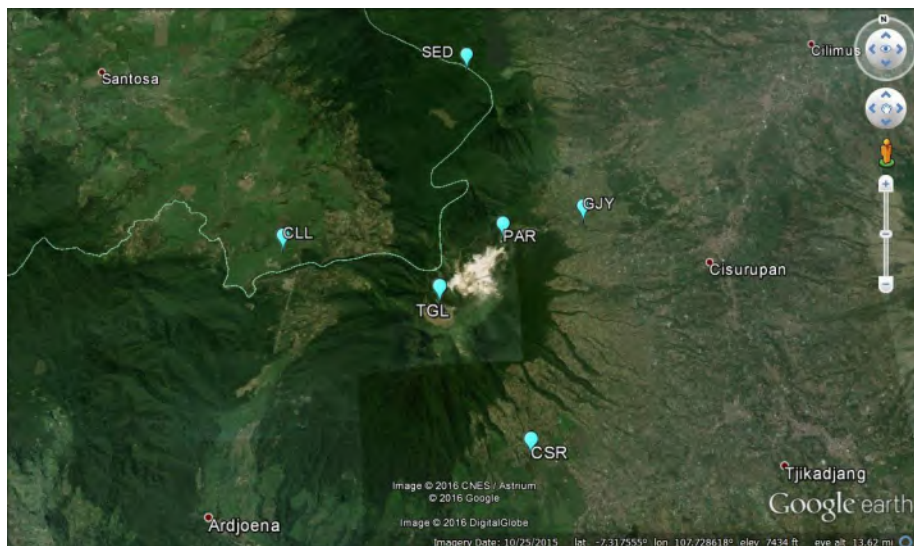
Gambar 3.1. Diagram alir penelitian.

3.2. Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilakukan di PVMBG dengan menggunakan data rekaman Gempa Vulkanik dari G. Papandayan. Data gempa yang diambil dalam rentang waktu satu bulan, tepatnya pada Bulan September 2015.

3.3. Peralatan

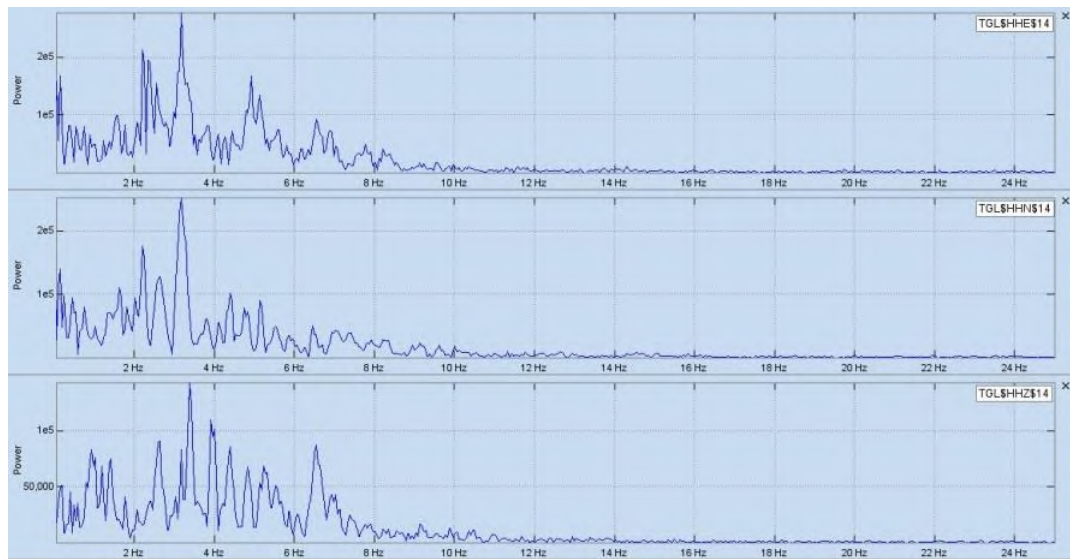
Seismometer yang digunakan dalam penelitian ini berjumlah 6 buah dengan tipe Guralph CMG-40T dan Guralph CMG-3T dengan frekuensi sampling 100 sample/s yang terpasang pada beberapa titik, seperti yang terlihat pada gambar 3.2. Lokasi seismometer berada di Cileuleuy (CLL), Cisaruni (CSR), Gunung Jaya (GJY), Parkir (PAR), Sedep (SED) dan Tegal Alun (TGL).



Gambar 3.2. Lokasi seismometer di sekitar G. Papandayan.

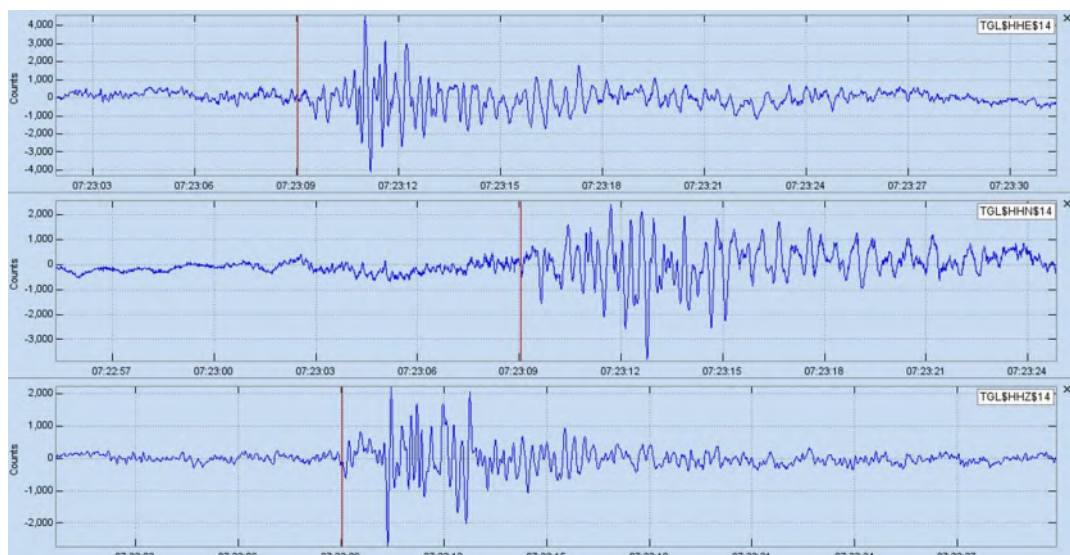
3.4. Manajemen dan *Picking Data*

Pemilahan data dilakukan dengan menggunakan *software swarm* dan *seisgram* untuk mencari nilai frekuensi maksimum di bawah 5 Hz. Frekuensi maksimum didapatkan dengan menggunakan *fast fourier transform* (FFT). Gambar 3.3 adalah contoh FFT dari Gempa LF yang terjadi pada tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC di Stasiun TGL. Komponen horizontal menyatakan frekuensi (Hz) dan komponen vertikal menyatakan amplituda dengan satuan *count*. Dari Gambar 3.3 menunjukkan bahwa frekuensi maksimum berada pada 3.39 Hz.



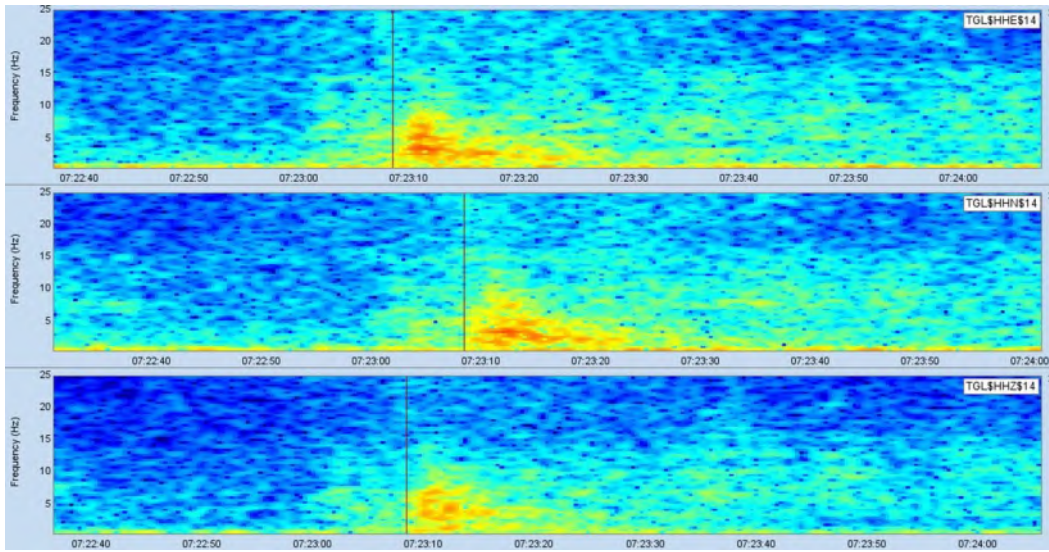
Gambar 3.3. FFT Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.

Gempa LF yang didapatkan, di-*picking* untuk memperoleh waktu tiba Gelombang P dan Gelombang S. Gambar 3.4 adalah salah satu contoh *picking* Gelombang P untuk gempa yang terekam di stasiun TGL pada tanggal 01 september 2015 pukul 07:23:9.041 UTC dengan komponen horizontal menyatakan jam dan komponen vertikal menyatakan amplituda (*count*).



Gambar 3.4. *Picking* Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.

Untuk lebih memudahkan dalam estimasi *picking* gelombang P dan S, dilakukan analisis *time-frequency* dengan menampilkan spektrogram dari gempa *low frequency*. Seperti nampak pada Gambar 3.5 dengan komponen horizontal menyatakan jam dan komponen vertikal menyatakan frekuensi (Hz), spektrogram dapat memperkirakan kenaikan mula-mula frekuensi, begitu juga dengan estimasi Gelombang S. Spektrogram hanya digunakan sebagai pembanding untuk mempermudah memperkirakan waktu tiba dari masing-masing gelombang.



Gambar 3.5. Spektrogram Gempa LF tanggal 01 September 2015 pada jam 07:23:9.041 UTC.

Apabila *noise* yang ada cukup besar, maka diperlukan filter untuk menghilangkan *noise* yang muncul. Sehingga *picking* gelombang lebih mudah.

3.5. Penentuan hiposenter

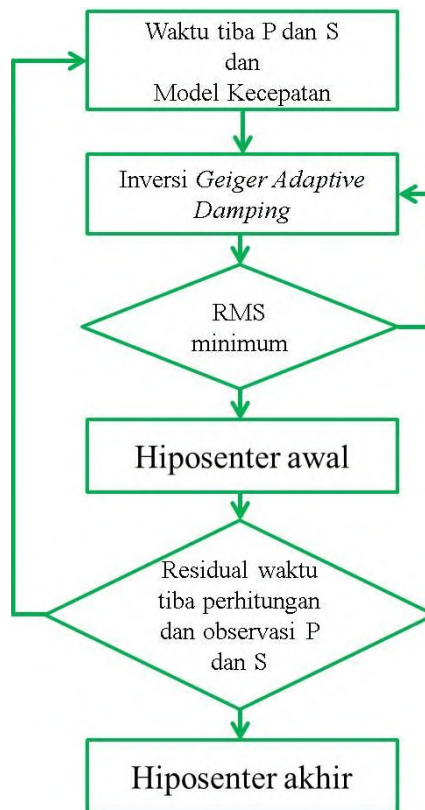
Hiposenter gempa didapatkan dengan menggunakan Metode *Geiger Adaptive Damping* (Nishi, 2005). Metode ini merupakan pengembangan dari Metode Geiger dengan memberikan faktor damping pada proses iterasinya.

$$m = (G^T G + \lambda I)^{-1} G^T d \quad (3.1)$$

Dengan G adalah matriks kernel dengan masing-masing elemennya adalah turunan parsial orde satu persamaan *travel time* terhadap parameter gempa. λ adalah faktor damping, I adalah matriks identitas dan d adalah data observasi. Algoritma metode *Geiger Adaptive Damping* dapat dilihat pada Gambar 3.6.

Dalam metode ini, dicari nilai RMS yang paling kecil secara iteratif dan faktor *damping*-nya secara otomatis diperbarui untuk mendapatkan nilai RMS yang kecil.

Parameter lain yang digunakan dalam menilai hasil hiposenternya adalah residual antara waktu tiba hasil *picking* dengan waktu tiba hasil perhitungan harus kecil. Untuk Gelombang P, nilai residual diharapkan kurang dari 0.1 detik, sedangkan untuk Gelombang S, kurang dari 0.3 detik. Apabila masih diatas nilai tersebut, dilakukan *picking* ulang dan dihitung kembali sampai didapatkan hasil estimasi dengan nilai residual di bawah ambang batas.



Gambar 3.6. Diagram alir hiposenter.

Faktor yang mempengaruhi dalam mencari hiposenter adalah ketepatan dalam *picking* Gelombang P dan S serta model kecepatan yang ada di bawah permukaan G. Papandayan. Model kecepatan yang digunakan adalah model dari Kristianto (2005) yang terlihat pada Tabel 3.1 dengan penambahan informasi densitas dan faktor atenuasi.

3.6. Perhitungan Momen Tensor

Dalam perhitungan inversi momen tensor diperlukan informasi mengenai densitas dan faktor atenuasi dari masing-masing lapisan batuan. Pendekatan nilai densitas dari masing-masing lapisan menggunakan hubungan antara densitas dan kecepatan v_p dalam persamaan Brocher (2005). Persamaan ini merupakan persamaan empiris yang didapatkan dari data *borehole-log* untuk bermacam-macam litologi batuan, profil vertikal seismic (VSP), tes laboratorium dan pengukuran lapangan dari sampel batuan serta estimasi tomografi seismic *in situ*. Persamaan empiris Brocher dituliskan,

$$\rho = 1.6612v_p - 0.4721v_p^2 + 0.0671v_p^3 - 0.0043v_p^4 + 0.000106v_p^5 \quad (3.2)$$

Dengan ρ menyatakan densitas dengan satuan gr/cm^3 dan v_p adalah kecepatan Gelombang P dengan satuan km/s . Persamaan (3.2) valid untuk v_p antara $1.5 km/s$ dan $8.5 km/s$. Adapun untuk persamaan faktor atenuasi menggunakan pendekatan dari simulasi Olsen *et al.* (2003) pada gelombang *long-period* (>2 s) dengan persamaan sebagai berikut,

$$Q_s = 0.02 \times V_s \text{ (dalam } m/s) \quad (3.3)$$

$$Q_p = 1.5 \times Q_s$$

Dari Persamaan (3.2) dan (3.3) model kecepatan G. Papandayan secara lengkap dituliskan dalam tabel dibawah ini,

Tabel 3. 1. Model kecepatan di G. Papandayan.

V_p (km/s)	V_s (km/s)	h (km)	ρ (gr/cm^3)	Q_s	Q_p
2.5	1.42	0.5	2.093	28.4	42.6
2.75	1.571	0.7	2.164	31.42	47.13
3.00	1.714	3	2.224	34.42	51.42
4.50	2.571	6	2.462	51.42	77.13
8.00	4.571	100	3.291	91.41	137.13

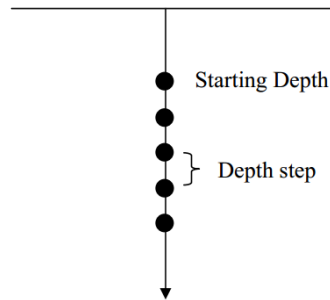
Proses inversi momen tensor didasarkan dari persamaan *displacement* yang terekam pada posisi x dan waktu t dituliskan dalam Shearer (2009) sebagai berikut,

$$u_n(x, t) = M_{pq}(t) * G_{np,q}(x, t) \quad n, p, q = 1, 2, 3 \quad (3.4)$$

Dengan M_{pq} adalah kopel gaya yang bekerja pada sumber dengan arah pq , $G_{np,q}$ adalah turunan parsial orde satu dari fungsi *green* terhadap q . Untuk mendapatkan M_{pq} dengan n persamaan *displacement* dari beberapa komponen, diselesaikan dengan membentuk matriks,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.5)$$

Dengan \mathbf{d} adalah data *displacement* observasi, \mathbf{G} adalah matriks kernel dan \mathbf{m} adalah parameter model, yaitu momen tensor. Dalam proses inversi momen tensor, diperlukan pemodelan data sintetik dengan menggunakan fungsi Green. Titik hiposenter, model kecepatan dan magnituda sangat menentukan hasil dari data sintetik. Oleh karena itu, dibutuhkan lokasi hiposenter dan model kecepatan yang baik. Adapun magnituda, digunakan untuk mengetahui posisi dari *centroid* saat proses inversi, sehingga untuk mencari kedalaman *centroid* diperlukan tebakan lokasi *centroid* berdasarkan kedalaman terhadap episenter gempa dengan memberikan titik-titik uji (Gambar 3.7).

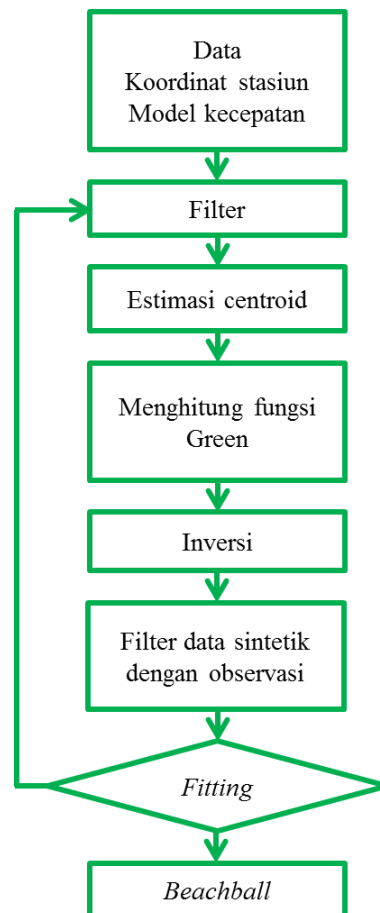


Gambar 3.7. Titik-titik uji *centroid* (Sokos dan Zahradnik, 2009).

Fungsi Green dihitung dengan menggunakan metode *Discrete Wavenumber* (Bouchon, 1981). Kemudian, dibandingkan dengan mencocokkan (*fitting*) data observasi dengan data sintetik. Dalam proses *fitting* ini, masing-masing data sintetik dan observasi dilakukan filter untuk menghasilkan tingkat kecocokan yang bagus dengan melihat nilai varian reduksinya. Adapun prosesnya dapat dilihat pada Gambar 3.8.

Proses *trial and error* akan dilakukan sampai didapatkan nilai varian reduksi yang kecil. Nilai varian reduksi dipengaruhi oleh model kecepatan (Eyre *et al.*,

2013) dan estimasi waktu tiba Gelombang P atau S (Cesca dan Dahm, 2008). Adapun untuk mendapatkan matriks momen tensor menggunakan metode inversi *least-square* (Sokos dan Zahradnik, 2009). Dan untuk *subevent* lebih dari satu, maka penyelesaiannya menggunakan metode *iterative deconvolution* (Kikuchi dan Kanamori, 1991).



Gambar 3.8. Diagram alir inversi momen tensor.

Selain dari nilai varian reduksi, korelasi antara data sintetik dan observasi juga dipertimbangkan. Penentuan lokasi *centroid* ditentukan dari nilai korelasi yang paling bagus dari titik-titik uji yang ditentukan sebelumnya.

3.7. Estimasi mekanisme sumber

Dengan mempertimbangkan hasil momen tensor dan solusi dari bidang patahan dapat diketahui arah pergerakan dari gaya-gaya penyebab dari Gempa LF sehingga dapat dimodelkan mekanisme sumber gempa yang terjadi di

G.Papandayan. Matriks momen tensor dari momen gaya, didekomposisi untuk mengetahui orientasi dari komponen *shear* (Krieger dan Heimann, 2012) dan matriks dari komponen Isotropik maupun CLVD (Jost and Herrmann, 1989).

Dalam kasus gunungapi, komponen Non-DC khususnya CLVD mempunyai interpretasi yang berkaitan erat dengan aktivitas magmatik. Aktivitas ini dimodelkan dengan timbulnya rekahan akibat tegangan (Stein dan Wysession, 2003). Adapun untuk gempa LF, berkaitan dengan aktivitas hidrotermal (Triastuty *et al.*, 2006; Eyre *et al.*, 2013).

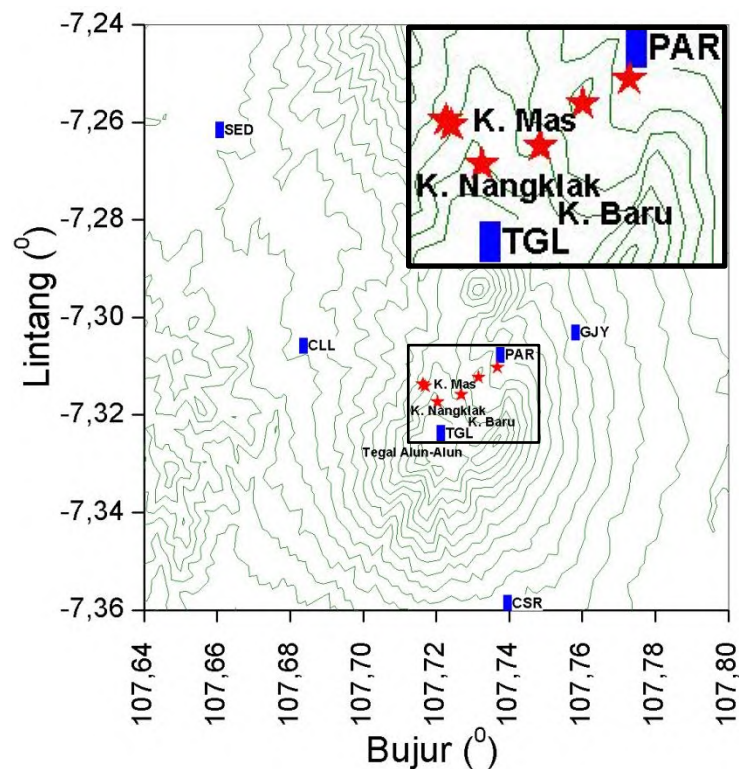
“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Hiposenter Gempa LF

Hasil dari penentuan hiposenter menggunakan algoritma *Geiger Adaptive Damping* (GAD) menunjukkan bahwa distribusi episenter dari Gempa LF terpusat di kawasan Kawah Mas dan Kawah Nangklak yang ditunjukkan pada Gambar 4.1. Pada gambar tersebut, warna merah menunjukkan posisi dari episenter dan warna biru menyatakan posisi dari seismometer. Dan untuk penggambaran secara vertikal, dapat ditunjukkan dalam bentuk penampang *cross-section* seperti pada Gambar 4.2. Dari kedua gambar tersebut dapat disimpulkan bahwa Kawah Mas dan Kawah Nangklak merupakan kawah yang aktif dengan Kawah Nangklak berada di dalam kawasan Kawah Mas (Triastuty *et al.*, 2006).

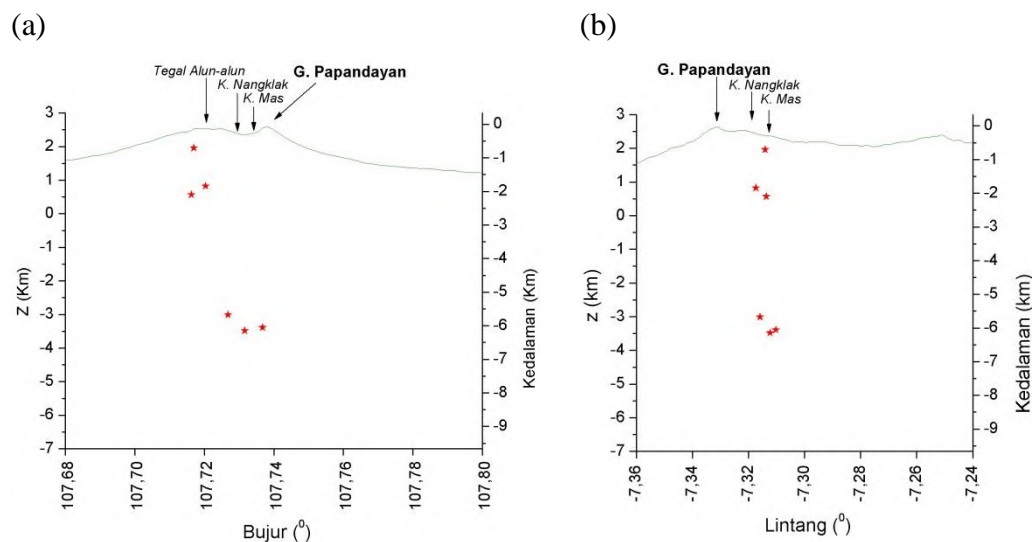


Gambar 4.1. Distribusi episenter gempa LF.

Nilai RMS dari perhitungan hiposenter bervariasi, dengan nilai minimum sebesar 0.020 dan maksimum sebesar 0.114. Adapun kedalaman dari hiposenter

mulai dari 0.707 sampai 6.146 km di bawah puncak (Tabel 4.1) yang terbagi menjadi dua kelompok. Pertama, rentang kedalaman 0.7-2 km, dan kedua, rentang kedalaman 5-6 km (Gambar 4.2).

Dalam relokasi metode Geiger, terdapat kelemahan dalam menentukan konvergensi hasil relokasi, meskipun nilai tebakan awal mempunyai keakurasian yang tinggi (Lay dan Wallace, 1995). Oleh karena itu, untuk mengatasi permasalahan ini, dalam perhitungan inversi diberikan *damping* (redaman) agar ketidakstabilan pada keterbatasan data dapat dikurangi serta mengurangi kesalahan prediksi data dan solusi inversi (Grandis, 2009).



Gambar 4.2. a. penampang *cross-section* distribusi hiposenter arah timur-barat.
b. penampang *cross-section* distribusi hiposenter arah utara-selatan.

Menke (2012) mengemukakan bahwa pemberian nilai parameter *damping* harus hati-hati agar hasil inversi menjadi tepat. Untuk mengatasi hal ini, Nishi (2005) memberikan nilai parameter *damping* secara otomatis untuk memperkecil nilai rms yang ada dan meredam ketidakstabilan dari hasil proses inversi. Dari hasil yang ditunjukkan pada Tabel 4.1, nilai rms terbesar dari perhitungan relokasi hanya 0.114. Hal ini menunjukkan bahwa, pemberian redaman dalam menentukan relokasi gempa LF dapat memperkecil kesalahan perhitungan. Dan hasil ini dikuatkan dengan hasil relokasi dari Syahbana *et al.* (2014) dan (Triastuty *et al.* (2006).

Tabel 4. 1. Hasil relokasi gempa LF.

No	Tanggal	Magnituda	<i>Latitude</i> (^o)	<i>Longitude</i> (^o)	Kedalaman (km)	Origin time (s)	RMS
1	01/09/2015 07:23	0.245	7.314	107.717	0.707	9.041	0.114
2	07/09/2015 08:56	0.245	7.310	107.737	6.054	24.417	0.123
3	10/09/2015 07:54	0.789	7.316	107.727	5.673	9.565	0.022
4	10/09/2015 10:08	0.757	7.314	107.716	2.098	43.348	0.020
5	10/09/2015 12:55	1.841	7.317	107.720	1.840	50.794	0.085
6	11/09/2015 21:26	0.488	7.312	107.732	6.146	38.475	0.036

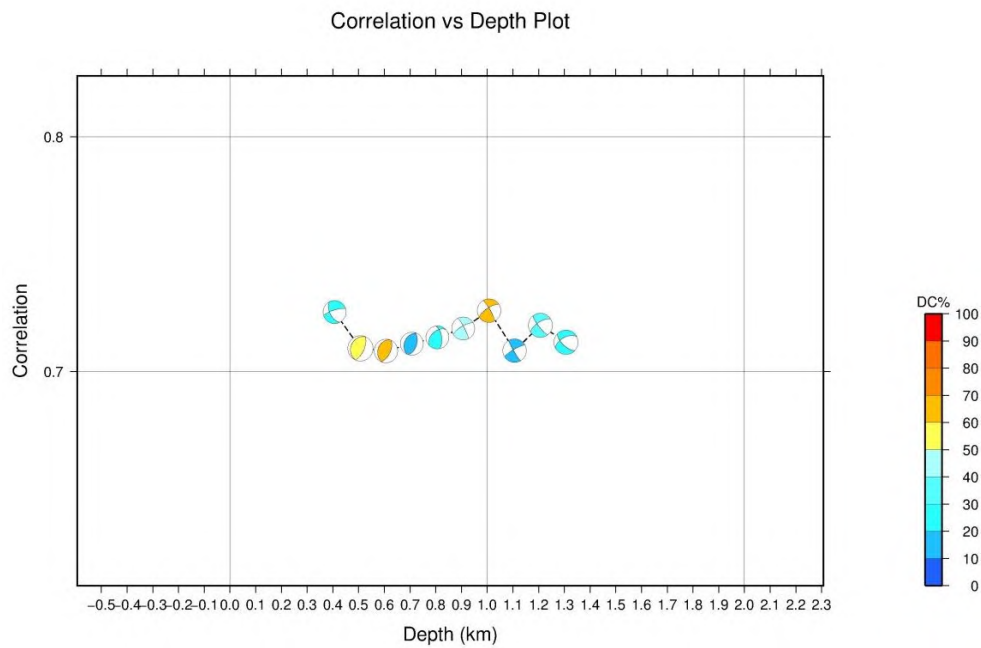
4.2. Inversi *Centroid Moment Tensor* (CMT)

Penentuan nilai CMT, dilakukan beberapatinjauan untuk mendapatkan hasil yang bagus. Pertama, dari korelasi antara data sintetik yang dibangkitkan dari fungsi Green dengan data observasi terhadap kedalaman, yang mana digunakan untuk mengetahui posisi kedalaman dari *centroid* (pusat gaya). Kedua, korelasi antara data sintetik dengan data observasi terhadap *time shift* (pergeseran waktu). Pergeseran ini digunakan untuk koreksi waktu *origin time* dari sumber gempa. Hal ini dimungkinkan terjadi perbedaan pada saat penentuan waktu *origin time* antara data observasi dengan data sintetik. Ketiga, mencari nilai terbaik dari presentase DC dengan metode *grid search*. Keempat, *fitting waveform*, digunakan untuk memastikan hasil inversi dalam bentuk matriks momen gaya yang dapat membangkitkan *waveform* (data sintetik) yang *fit* (tingkat kecocokan) dengan data observasi.

4.2.1. Korelasi Kedalaman *Centroid*

Pada perhitungan fungsi Green, posisi *centroid* menentukan tingkat kecocokan dari *waveform* sintetik dengan observasi. Untuk mendapatkan hasil yang bagus, diperlukan proses *trial* dengan posisi dibawah episenter dengan variasi kedalaman. Pada *event* 01/09/15 07:23 dilakukan tebakan *centroid* dengan 10 sumber. Posisi pertama berada pada kedalaman 0.407 km dan posisi terdalam berada pada kedalaman 1.307 km dengan selang kedalaman masing-masing sumbernya 0.1 km. Didapatkan bahwa sumber *centroid* dengan kedalaman 1.007

km mempunyai korelasi tertinggi dibandingkan dengan kedalaman sumber *centroid* lain dengan korelasinya mencapai 0.73 seperti pada Gambar 4.3. Dalam gambar tersebut, terdapat beragam warna dari *beachball* yang menyatakan presentase dari komponen DC. Warna biru menyatakan minimum DC sedangkan warna merah menyatakan maksimum DC. Hal ini dapat dilihat pada skala yang ada di samping gambar.



Gambar 4.3. Diagram korelasi *centroid* terhadap kedalaman untuk *event* 01/09/15 07:23.

Adapun untuk hubungan korelasi *centroid* dengan kedalaman untuk *event* yang lain dapat dilihat pada Tabel 4.2. Nilai korelasi dari masing-masing *event* diatas 0.5 dengan nilai minimal 0.73 dan maksimal 0.94. Dan kedalaman dari posisi *centroid* cukup dangkal relatif dari puncak Papandayan dengan nilai terdangkal 0.6 km dan terdalam 2.673 km.

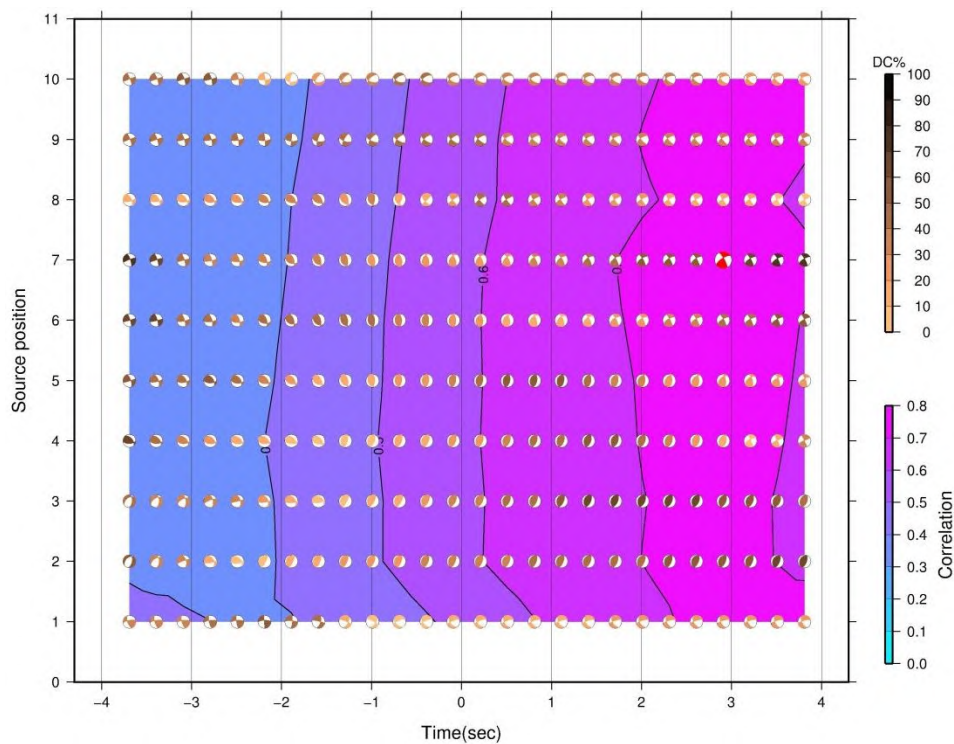
Tabel 4. 2. Nilai korelasi terhadap kedalaman dengan jumlah tebakan sumber.

No	Event	Jumlah tebakan sumber	Kedalaman awal (km)	Selang kedalaman (km)	Kedalaman akhir (km)	Posisi terbaik (km)	Korelasi
1	01/09/15-07:23	10	0.407	0.1	1.307	1.007	0.73
2	07/09/2015-08:56	15	1.054	0.5	8.054	1.054	0.74

3	10/09/2015-07:54	20	0.673	0.5	10.173	2.673	0.94
4	10/09/2015-10:08	8	0.6	0.5	4.1	0.6	0.89
5	10/09/2015-12:55	15	0.18	0.1	0.6	0.6	0.93
6	11/09/2015-21:26	15	1.146	0.5	8.146	1.146	0.84

4.2.2. Korelasi *Time Shift*

Selain dari tebakan sumber *centroid*, pergeseran waktu (*time shift*) untuk *origin time* dari data observasi dengan data sintetis dibutuhkan untuk memastikan bahwa terjadi kesamaan *origin time* antara kedua data tersebut. Pada *event* 01/09/15-07:23 pergeseran waktu dimulai dari -3.99 s sampai 3.99 s dengan selang waktu pergeseran 0.3 s. Dari hasil pergeseran tersebut didapatkan bahwa korelasi terbaik berada pada detik 2.91 s dengan besar korelasi 0.73, seperti yang terlihat pada gambar di bawah ini.



Gambar 4.4. Diagram korelasi posisi sumber terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 01/09/15 07:23.

Dalam Gambar 4.4, terlihat jumlah *beachball* sebanyak tebakan dari sumber *centroid* yang digeser sesuai dengan kenaikan *time shift*. Komponen

vertikal menyatakan jumlah posisi dari sumber *centroid* dan komponen horizontal menyatakan pergeseran *time shift*. Setiap terjadi pergeseran, masing-masing sumber *centroid* dikorelasikan sampai jumlah maksimal dari tebakan *centroid*. Kemudian, digeser lagi sampai maksimum waktu dari *time shift*. Nilai korelasi ditunjukkan dengan warna biru sampai ungu yang mengisi ruang posisi dari *beachball*. Adapun warna dari *beachball* menyatakan presentase dari DC.

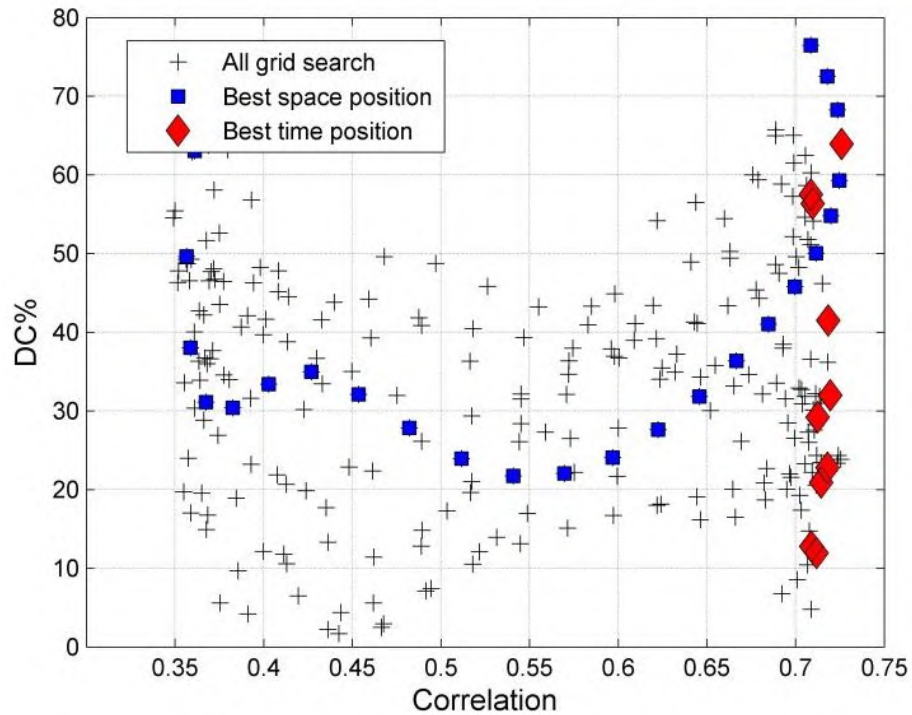
Adapun untuk *event* lain, dapat diringkas dalam Tabel 4.3. Dari tabel tersebut, nilai korelasi dari masing-masing event rata-rata diatas 0.73 dengan waktu pergeseran bervariasi mulai dari 0.99 s sampai 3.87 s.

Tabel 4. 3. Pergeseran *time shift* pada *origin time* dari data sintetis dan observasi.

No	Event	Waktu awal (s)	Waktu akhir (s)	Selang waktu (s)	Waktu terbaik (s)	Korelasi
1	01/09/15-07:23	-3.99	3.99	2.91	2.91	0.73
2	07/09/2015-08:56	-3	3	0.15	1.35	0.74
3	10/09/2015-07:54	-13.86	1.05	0.15	0.99	0.94
4	10/09/2015-10:08	-3	3	0.15	3	0.89
5	10/09/2015-12:55	-3	3	0.15	3	0.93
6	11/09/2015-21:26	-6.84	6.18	0.51	3.87	0.84

4.2.3. Korelasi Presentase DC

Dalam Gempa LF di G. Papandayan, perhitungan momen tensor difokuskan pada komponen non-DC. Oleh karena itu, presentase nilai DC dicari dengan korelasi yang maksimum. Untuk mendapatkan korelasi yang bagus, digunakan metode *grid search* dengan rentang luasan pencarian berdasarkan pada perubahan sumber *centroid* dan *time shift* seperti pada Gambar 4.5. Pola (+) menyatakan daerah pencarian dengan presentase DC tertentu, warna biru menyatakan posisi sumber *centroid* terbaik untuk setiap perubahan *time shift* dan warna merah menyatakan nilai korelasi terbaik untuk setiap *time shift*. Oleh karena itu, untuk mendapatkan nilai maksimal, dicari perpaduan antara nilai korelasi terbesar untuk posisi *centroid* dan *time shift* sekaligus. Adapun besar nilai korelasinya sama dengan korelasi *time shift* (Tabel 4.3).

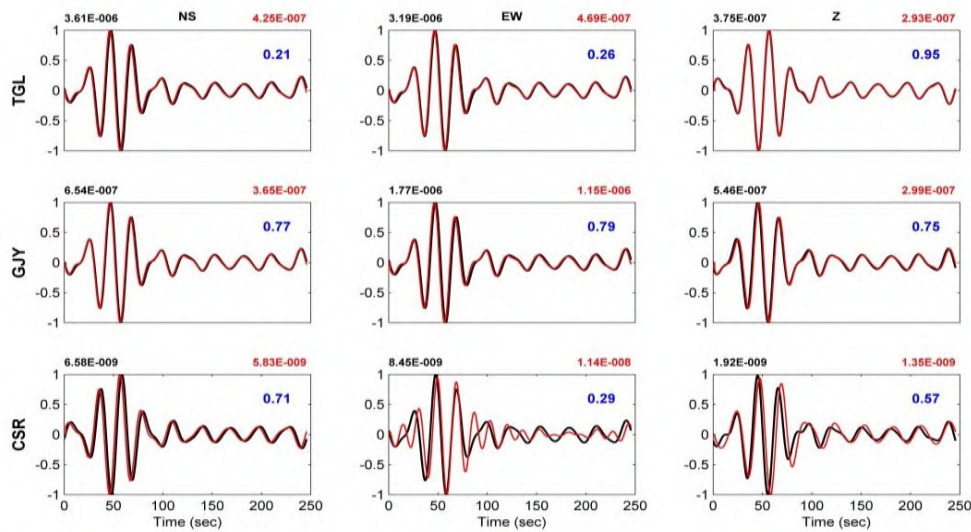


Gambar 4.5. Korelasi presentase DC untuk semua tebakan *centroid* dan *time shift* untuk *event* tanggal 01/09/15 07:23.

4.2.4. *Fitting Waveform*

Parameter hasil inversi juga ditentukan oleh tingkat kecocokan dari data observasi dengan data sintetik dengan menggunakan varian reduksi. Perhitungan inversi akan berhenti saat mencapai hasil kecocokan yang bagus antara kedua data tersebut. Untuk perbandingan data observasi dengan data sintetik, dapat dilihat pada Gambar 4.6 dengan masing-masing komponennya mempunyai nilai varian reduksi. Adapun besar dari masing-masing komponen momen gaya, dapat dilihat pada Tabel 4.4.

Penentuan tingkat kecocokan bergantung pada *waveform* dan nilai amplituda atau energi dari data observasi maupun data sintetik. Pada saat perhitungan inversi, dilakukan proses *filter* data untuk menghilangkan *noise* dari masing-masing data dan memudahkan pencocokan kurva. Namun, dalam lingkungan gunungapi, proses inversi sangat sensitif dikarenakan keadaan variasi topografi yang tinggi, keadaan struktur bawah permukaan dan tingkat heterogenitas batuan yang tinggi (Davi *et al.*, 2010).



Gambar 4.6. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 07/09/15 08:56.

Pada Gambar 4.6 data observasi maupun sintetik dilakukan *filter bandpass* secara bersamaan dengan rentang frekuensi 0.04 sampai 0.06 Hz. Kurva warna merah menunjukkan data sintetik dan warna hitam adalah data observasi. Angka biru menunjukkan nilai varian reduksi masing-masing komponen. Dan angka di luar kotak kurva menyatakan skala maksimal dari amplituda. Warna hitam untuk data observasi dan warna merah untuk data sintetik.

4.3. Matriks Momen Tensor

Besar momen gaya yang dihasilkan oleh sumber gempa dibentuk dalam matriks tensor dengan masing-masing komponennya menyatakan arah dari momen gaya. Hasil untuk masing-masing *event*, dapat dilihat pada tabel berikut ini,

Tabel 4. 4. Komponen tensor momen gaya dan presentase DC, CLVD dan ISO.

Event	Momen Tensor						Exp	DC (%)	CLVD (%)	ISO (%)	Var.red
	Mxx	Myy	Mzz	Mxy	Mxz	Myz					
1/9/2015 7:23	0.706	-1.701	-0.084	0.640	-0.326	-0.289	13	63	18	19	0.41
7/9/2015 8:56	0.065	-0.198	0.816	-0.263	-0.039	1.071	12	66	19	15	0.31
10/9/2015 7:54	-1.473	6.357	0.349	4.645	-0.008	1.439	14	45	35	20	0.58
10/9/2015 10:08	-0.391	-0.436	1.547	0.036	-0.227	-0.751	14	15	72	13	0.84
10/9/2015 12:55	0.446	1.249	1.350	-0.005	0.205	1.845	13	32	36	32	0.8
11/9/2015 21:26	0.882	1.129	-1.578	0.193	0.009	-0.009	14	24	69	7	0.92

Dari matrik momen tensor tersebut, dapat didekomposisi menjadi beberapa komponen bentuk momen gaya yang terpecah menjadi tiga, DC, CLVD dan ISO. Pada Tabel 4.4 dituliskan presentase masing-masing komponennya. Dari masing-masing nilai matriks tensor tersebut, dapat diinterpretasikan dengan menggunakan *beachball*. Interpretasi dengan *beachball* ini mempermudah penjabaran dari komponen utama gaya yang bekerja pada suatu *event* (Tabel 4.5).

Selain itu, komponen DC, CLVD dan ISO dapat digambarkan terpisah dalam bentuk *beachball*. Pemisahan ini mempermudah untuk mengetahui pengaruh dari masing-masing komponen. Dan ukuran dari masing-masing *beachball* menyatakan besar persentasenya.

Tabel 4. 5. Dekomposisi *beachball* komponen DC, CLVD dan ISO.

<i>Event</i>	<i>Beachball</i>	DC	CLVD	ISO	Bidang Patahan
1/9/2015 7:23					<i>Strike-slip</i>
7/9/2015 8:56					<i>Oblique-reverse</i>
10/9/2015 7:54					<i>Strike-slip</i>
10/9/2015 10:08					<i>Reverse</i>
10/9/2015 12:55					<i>Dip-slip</i>
11/9/2015 21:26					Normal

Dari Tabel 4.5, nampak bahwa untuk *event* 1/9/2015 7:23, 7/9/2015 8:56 dan 10/9/2015 7:54 mempunyai komponen DC yang sedikit lebih dominan dari komponen CLVD dan ISO. Sedangkan untuk *event* yang lain lebih dominan komponen Non-DC.

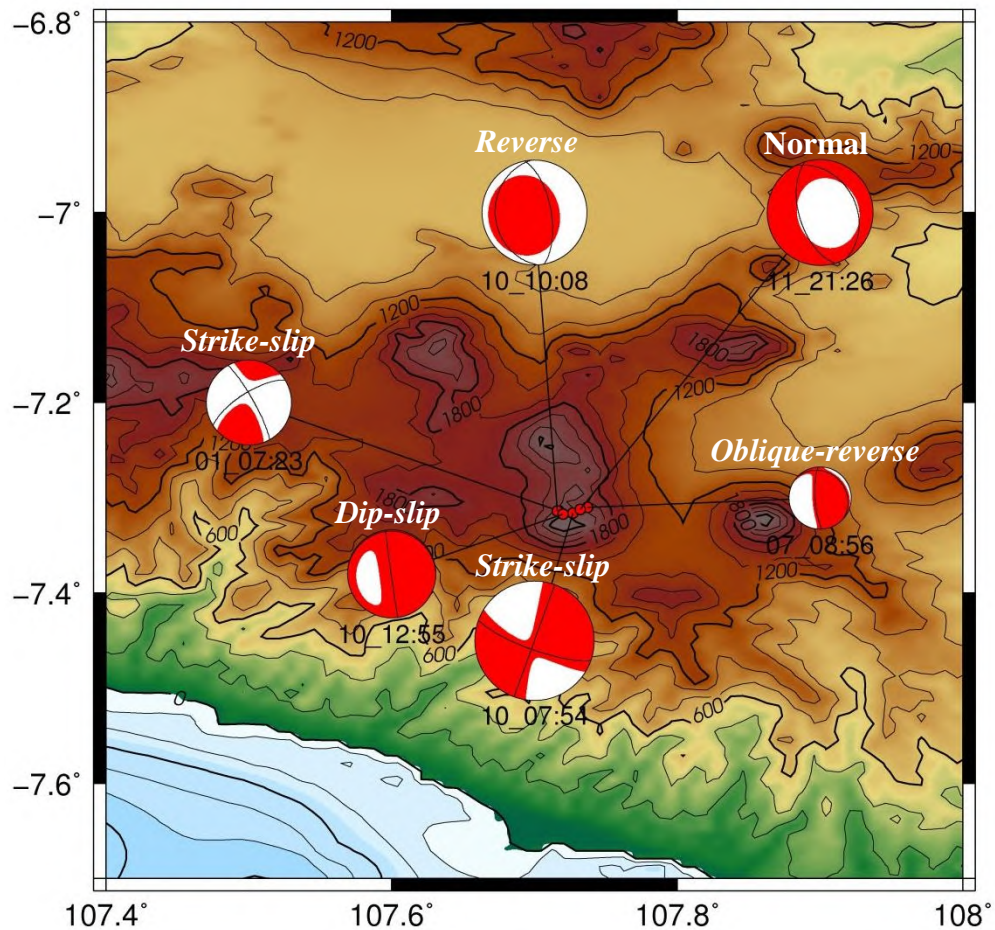
4.4 Pembahasan

4.4.1 Lokasi Sumber

Pada Gambar 4.1, distribusi episenternya berada di sekitar Kawah Nangklak dan Kawah Mas. Triastuty *et al.* (2006) menyebutkan bahwa Kawah Mas memang merupakan kawah yang paling aktif dengan Kawah Nangklak berada didalamnya. Adapun kedalaman dari hiposenter bervariasi, mulai kurang dari 0.5 km sampai 2 km (Syahbana *et al.*, 2014) dan 2.5 km sampai 4.0 km (Triastuty *et al.*, 2006). Dari Gambar 4.1, menunjukkan bahwa ada dua kelompok utama hiposenter dari LF, pertama rentang 0.7-2 km, kedua, rentang 5-6 km. Tentunya hasil relokasi ini bersesuaian dengan penelitian sebelumnya, namun masih terdapat perbedaan rentang kedalaman. Hal ini bisa disebabkan oleh perbedaan dalam penafsiran waktu tiba dari kedua fase gelombang (Romero *et al.*, 2016). Hiposenter yang ada di bawah Kawah Mas disebabkan oleh aktivitas air dan uap atau gas yang muncul dari zona rekahan (Triastuty *et al.*, 2006).

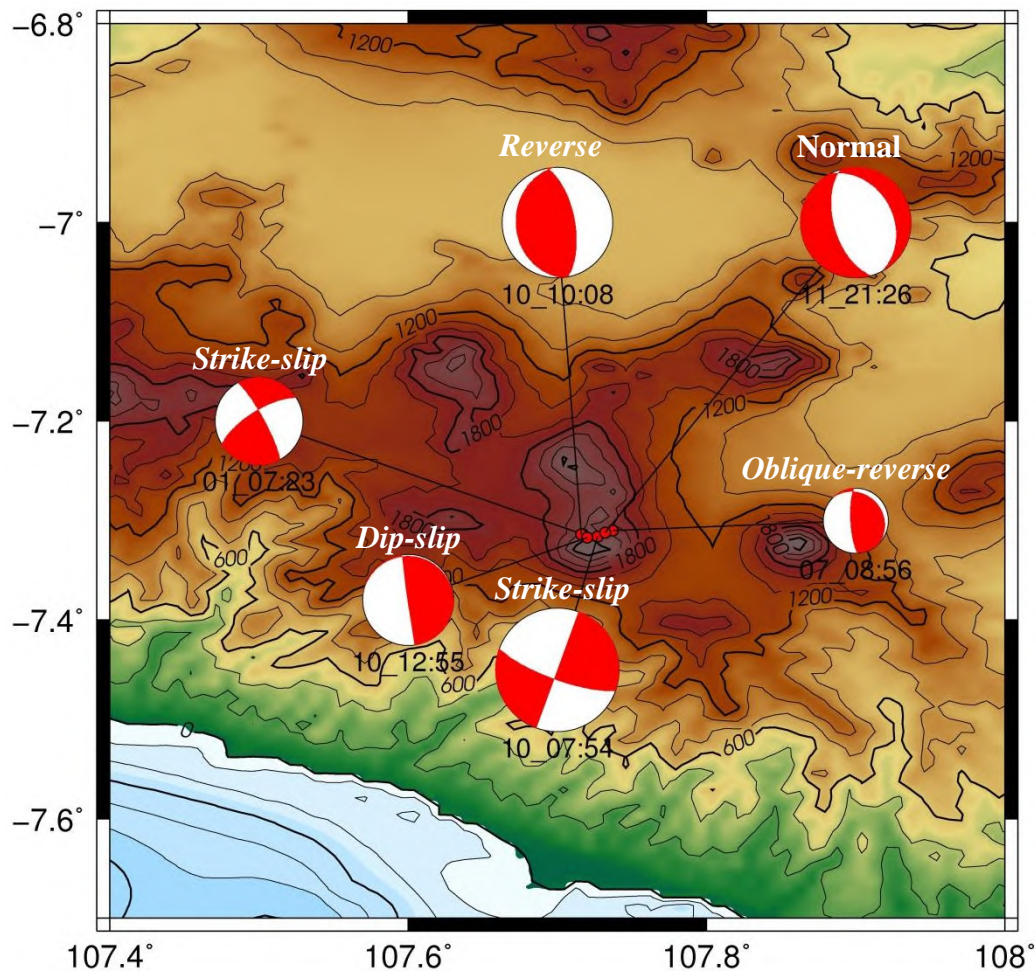
4.4.2 Mekanisme Sumber

Pendekatan dengan menggunakan perhitungan momen tensor dapat menggambarkan proses fisis yang terjadi pada sumber gempa (Davi *et al.*, 2012). Masing-masing dari elemen menyatakan arah dari momen gaya. Interpretasi dari matriks momen tensor dipermudah dengan visualisasi dalam bentuk *beachball*, baik untuk nilai momen tensor (Gambar 4.6) maupun solusi bidang patahannya (Gambar 4.7). Selain itu, dilakukan dekomposisi matriks momen tensor untuk mengetahui arah momen gaya dominan pada sumber LF.



Gambar 4.7. Beachball masing-masing event pada peta.

Pada Gambar 4.7 dapat dinyatakan bahwa arah dari gaya ditunjukkan dengan warna dari *beachball*. Arah dari gaya meliputi keseluruhan dari bentuk *beachball*. Warna merah menyatakan bahwa gaya yang diakibatkan oleh sumber mengarah keluar (*Tension*) sedangkan warna putih menyatakan gaya yang mengarah masuk kedalam bola *beachball* (*Pressure*). Untuk lebih mudahnya dalam intepretasi, *beachball* didekomposisi sebagaimana terlihat pada Tabel 4.5. Dari keenam *event*, tiga *event* mempunyai presentase DC yang dominan (Tabel 4.4) yaitu untuk *event* 1/9/2015 07:23, 7/9/2015 08:56 dan 10/09/2015 07:54. Hal ini menandakan bahwa dimungkinkan pada *event* tersebut terjadi dislokasi *shear* dengan sedikit rekahan *tensile*. Indikasi adanya fluida yang masuk ke dalam rekahan, ditunjukkan dengan adanya perubahan volume yang memiliki nilai presentase komponen isotropiknya.

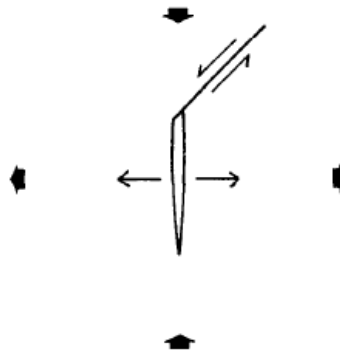


Gambar 4.8. Solusi bidang patahan masing-masing *event* pada peta.

Arah pergerakan dari *event* 1/9/2015 07:23 dan 10/09/2015 07:54 mengarah secara horizontal, hal ini ditunjukkan dengan solusi bidang patahannya berbentuk *strike-slip* sebagaimana pada Gambar 4.8 (dalam gambar tersebut, penamaan *event* hanya diberi label dengan tanggal, jam dan menit). Sedangkan untuk *event* 7/9/2015 08:56 mempunyai jenis patahan *oblique-reverse*, yang menandakan bahwa dislokasinya mengarah ke atas.

Adapun untuk *event* yang lain mempunyai komponen non-DC yang lebih dominan dengan solusi bidang patahan berbentuk *dip-slip* (10/09/2015 12:55), normal (11/09/2015 21:26) dan *reverse* (10/09/2015 10:08). Hal ini menyatakan bahwa intepretasinya merupakan sebuah rekahan pada arah vertikal yang mana jumlah dari komponen ISO dan CLVD dominan serta sisanya merupakan patahan

dengan pola *shear* (Cusano *et al.*, 2008). Ilustrasinya dapat dilihat pada Gambar 4.9. Arah horizontal menyatakan terjadinya rekahan *tensile* serta perubahan volume dengan dislokasi *shear* pada bagian atasnya. Komponen non-DC yang dominan, menunjukkan bahwa sumber yang terjadi diakibatkan oleh pengisian fluida khususnya uap dari air tanah akibat panas dari magma (Gilbert dan Lane, 2008).



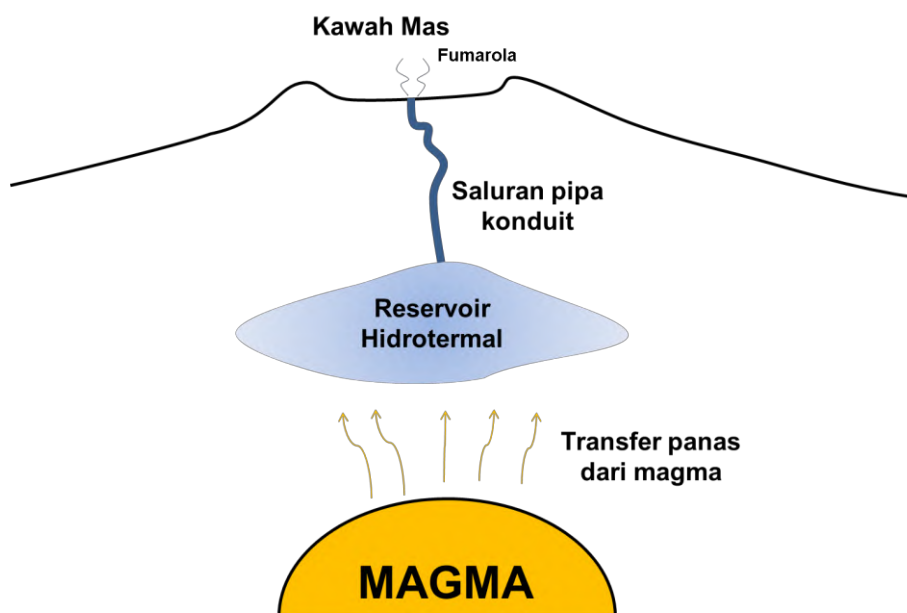
Gambar 4.9. Arah gaya pada rekahan tensile yang mempunyai komponen shear (Shimizu *et al.*, 1987).

Namun, untuk *event* 10/09/2015 10:08 dan 11/09/2015 21:26 secara khusus mempunyai komponen CLVD yang dominan dengan presentase 72% dan 69%. Hal ini menunjukkan bahwa tekanan yang kuat dalam sistem menyebabkannya terjadi rekahan, tetapi tidak sampai terjadi perubahan volume yang cukup besar. Dari presentase komponen ISO hanya mencapai 13% dan 7%. Untuk membangkitkan komponen CLVD, sebuah komponen dalam *implosive* harus ditambahkan pada sumber *tensile* yang menahan komponen ISO. Pada bagian *implosive* mungkin bisa disebabkan oleh fluida yang bergerak pada daerah kosong akibat terbentuknya rekahan (Chouet, 1986).

Dari keseluruhan *event* yang ada, perubahan volume terdeteksi akibat rekahan pada titik sumber. Umumnya, sistem hidrotermal yang berada diatas magma terpanaskan oleh gas yang keluar dari celah rekahan batuan yang menyebabkan meningkatnya tekanan pada sistem hidrotermal. Pada saat tekanan berada pada titik kritis, fluida akan keluar dengan cepat sehingga memungkinkan

terjadinya rekahan yang menggerakkan getaran sehingga membangkitkan gempa LF (Kumagai *et al.*, 2005).

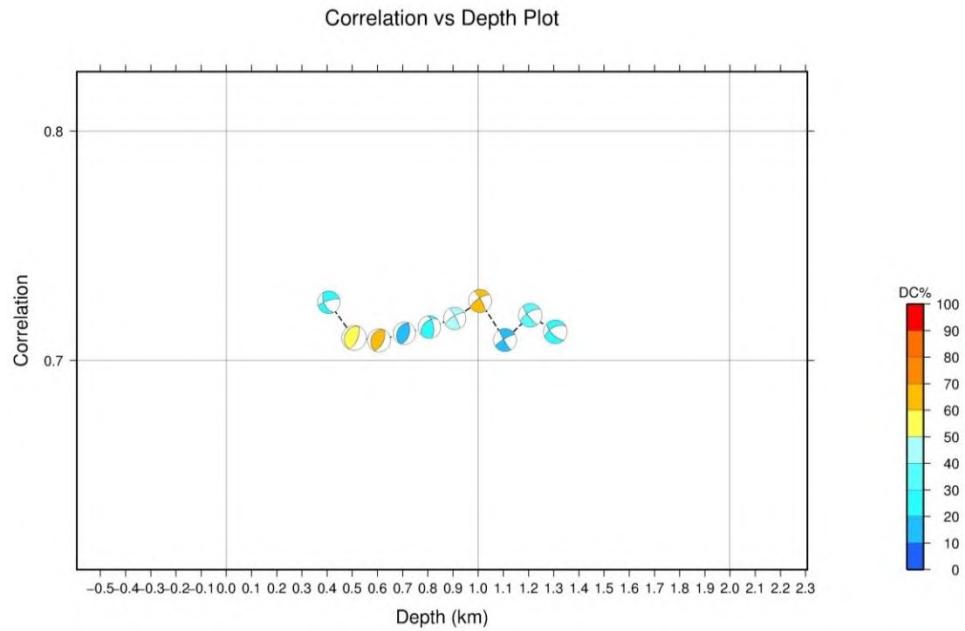
Dalam kasus Gunungapi Papandayan, proses terjadinya Gempa LF dapat didekati dengan ilustrasi model seperti pada Gambar 4.10. Magma berada pada posisi paling bawah sebagai sumber panas. Selain itu, keberadaan magma dapat diidentifikasi dari letusan pada 2002 dengan tipe letusan freatik sampai freatomagmatik (PVMBG, 2013). Reservoir dari hidrotermal yang berasosiasi dengan *aquifer* mengalami pemanasan akibat perpindahan panas dari magma. Peningkatan temperatur juga diiringi dengan peningkatan tekanan mengakibatkan terjadinya rekahan pada dinding-dinding reservoir. Rekahan inilah yang menimbulkan munculnya Gempa LF.



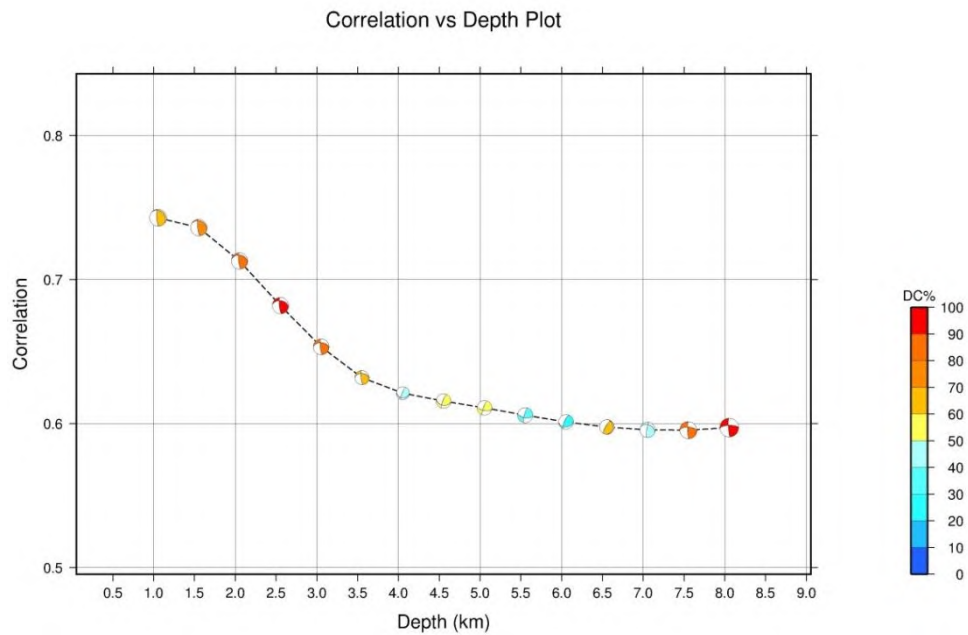
Gambar 4.10. Ilustrasi dari model bawah permukaan Kawah Mas yang diadopsi dari model Nakano *et al.* (2003) pada Gunung Kusatsu-Shirane.

Selain itu, dari pipa konduit yang ada di bawah Kawah Mas, juga dapat menyebabkan terjadinya Gempa LF. Rekahan pada pipa yang mengarah vertikal dapat terjadi dengan representasi rekahannya ke arah sub-vertikal (Lokmer *et al.*, 2007). Dan karakteristik dari gempa LF dalam pipa konduit juga dipengaruhi oleh bentuk geometrinya (Jousset *et al.*, 2004).

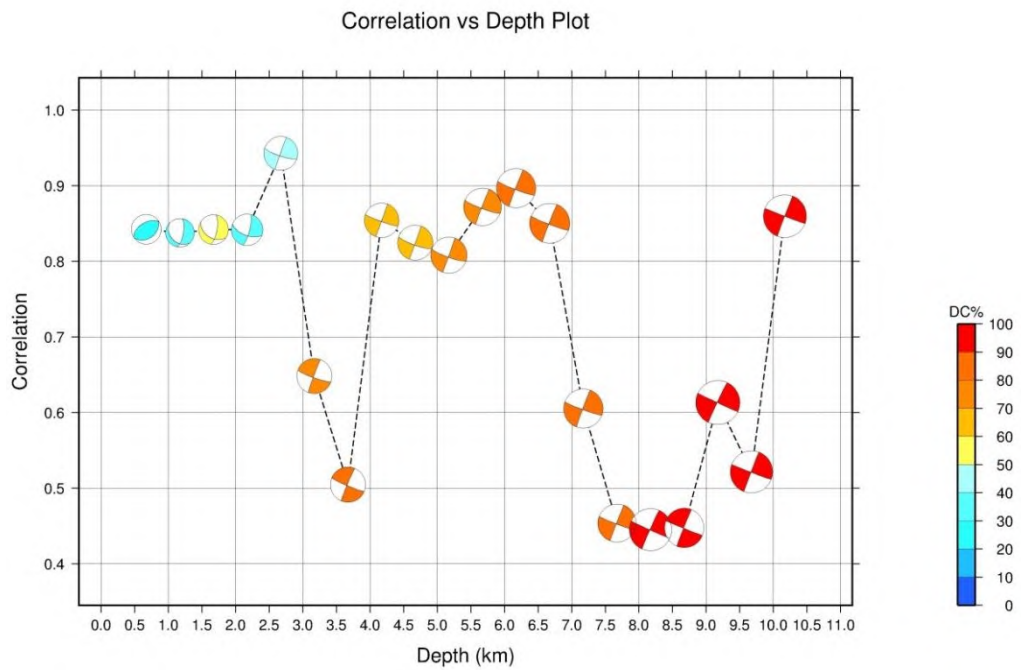
Lampiran a Korelasi *Centroid* Terhadap Kedalaman



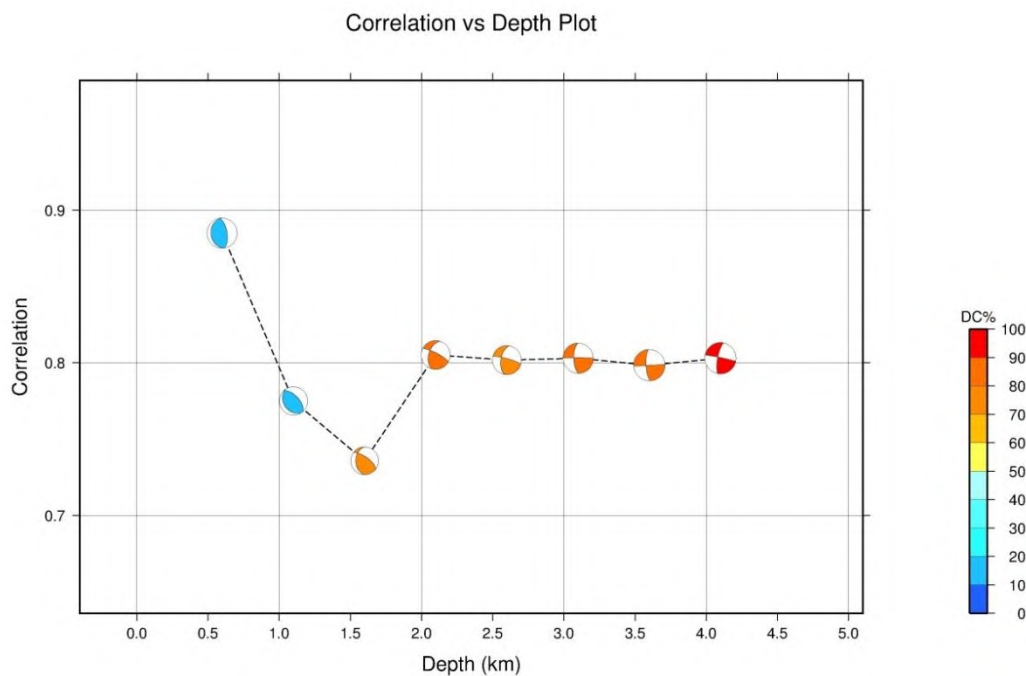
Gambar 1. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 01/09/15 07:23



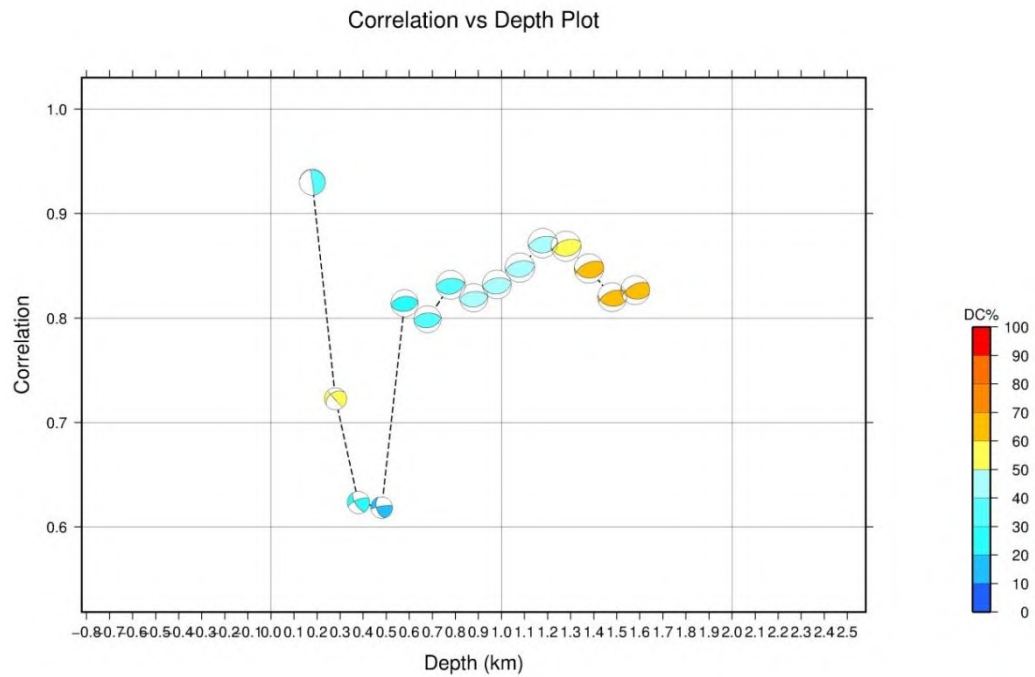
Gambar 2. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 07/09/15 08:56



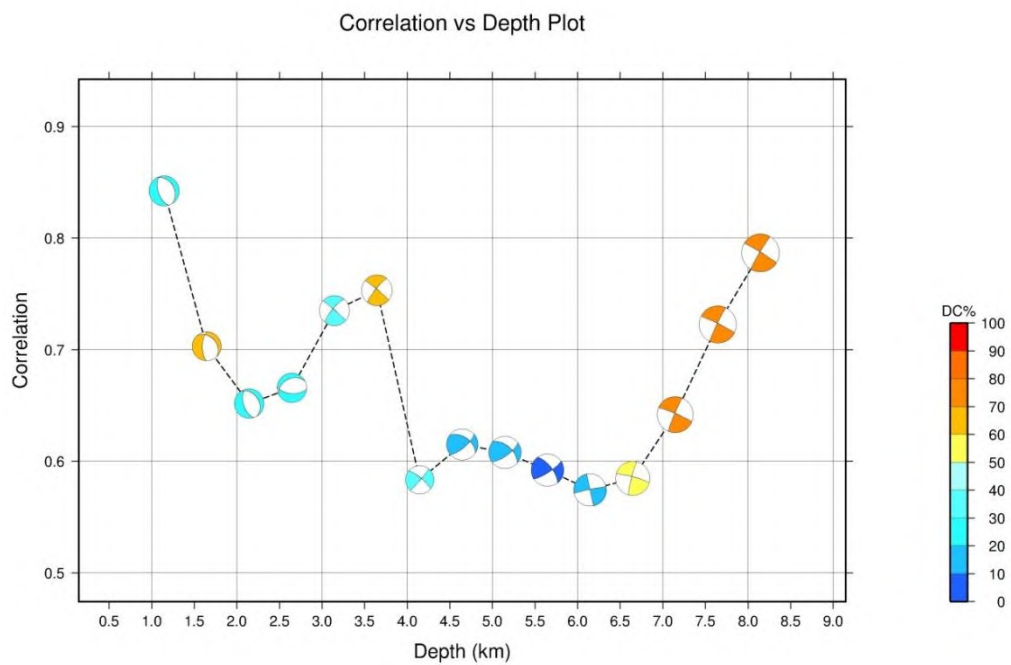
Gambar 3. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 10/09/15 0754



Gambar 4. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 10/09/15 10:08



Gambar 5. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 10/09/15 12:55

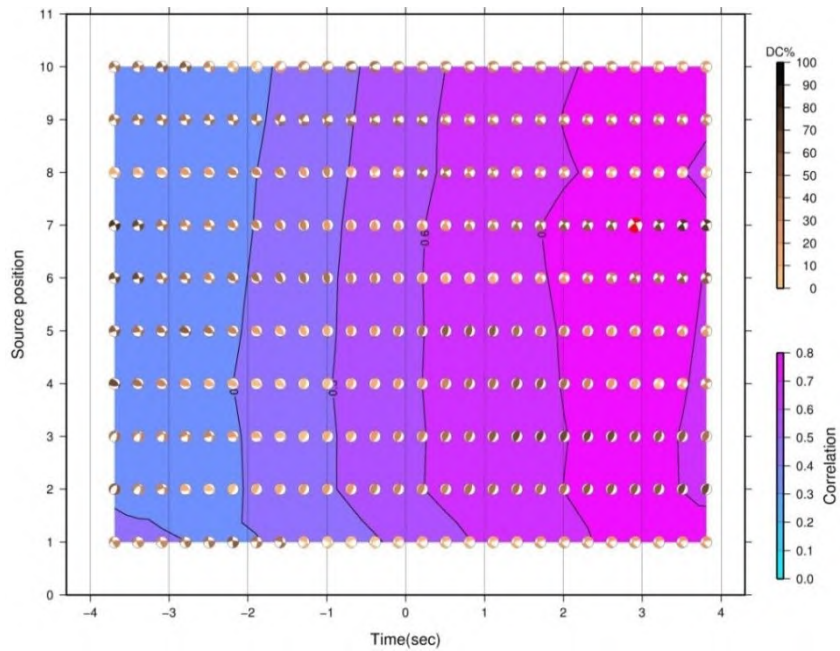


Gambar 6. Plot korelasi terhadap kedalaman untuk *event* pada tanggal 11/09/15 21:26

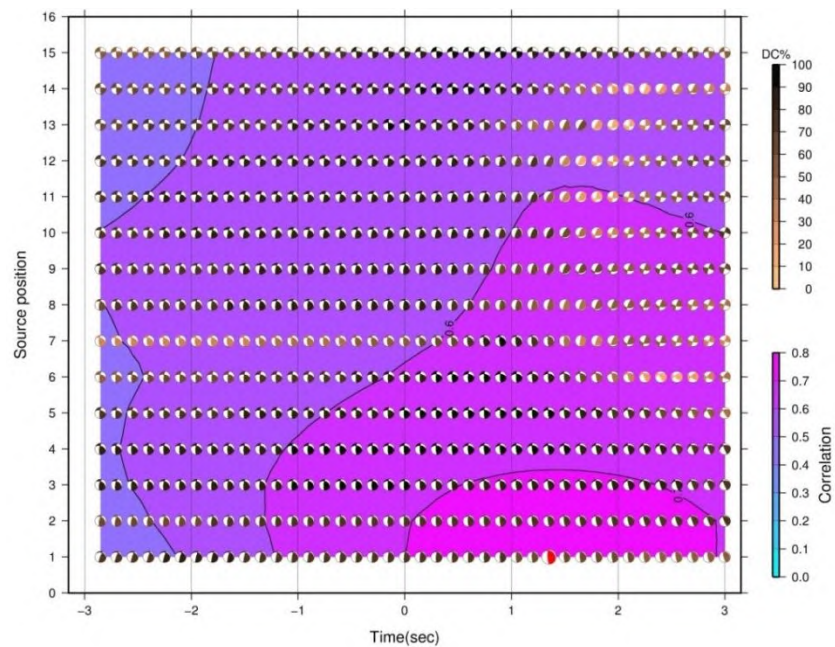
“Halaman ini sengaja dikosongkan”

Lampiran b

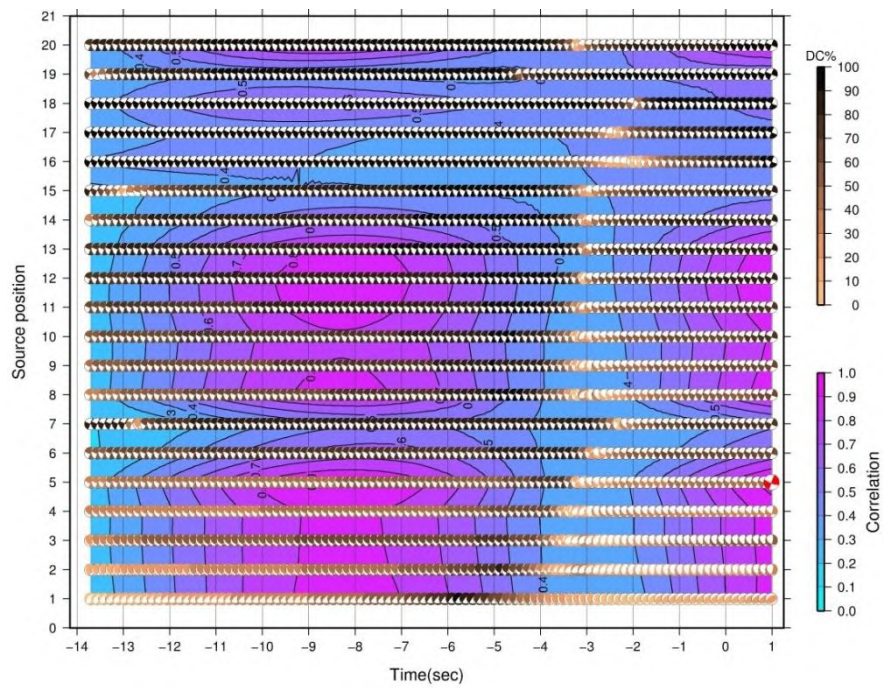
Korelasi *Centroid* Terhadap *Time Shift*



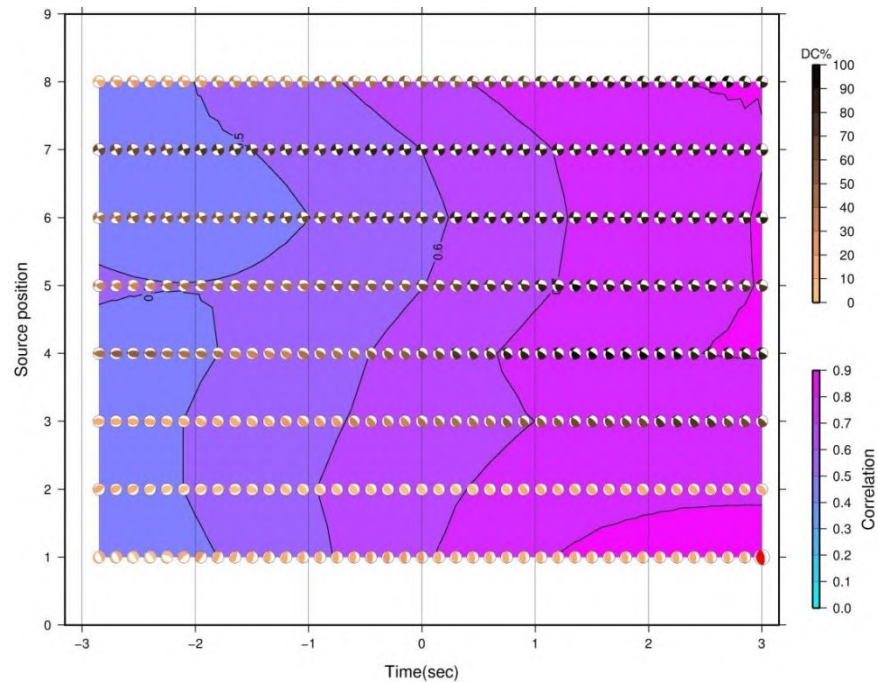
Gambar 1. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 01/09/15 0723



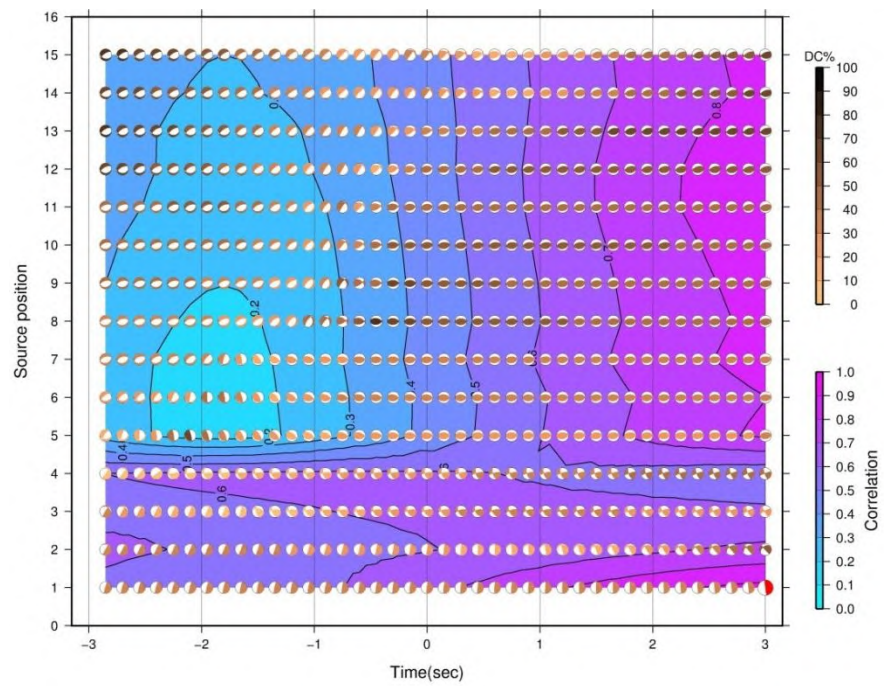
Gambar 2. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 07/09/15 0856



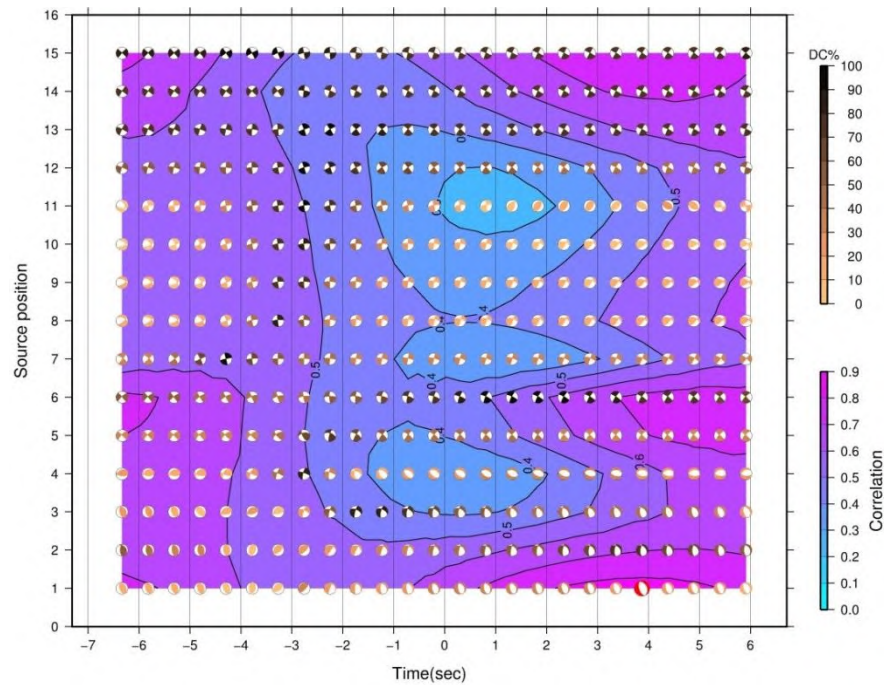
Gambar 3. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 10/09/15 0754



Gambar 4. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 10/09/15 1008



Gambar 5. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 10/09/15 1255

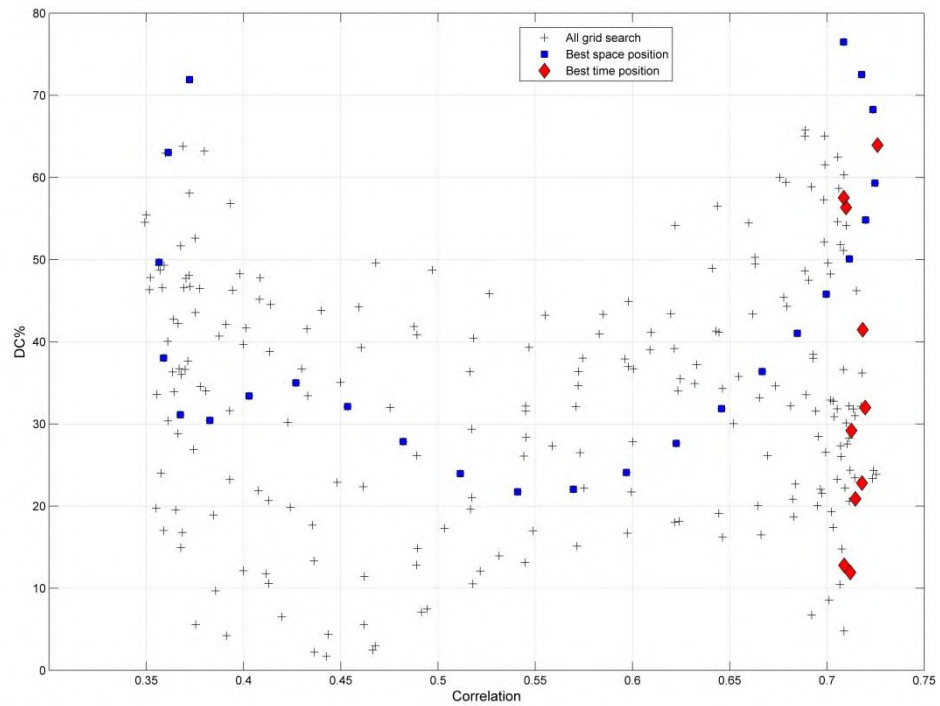


Gambar 6. Plot korelasi posisi *centroid* terhadap *time shift* untuk *event* tanggal 11/09/15 2126

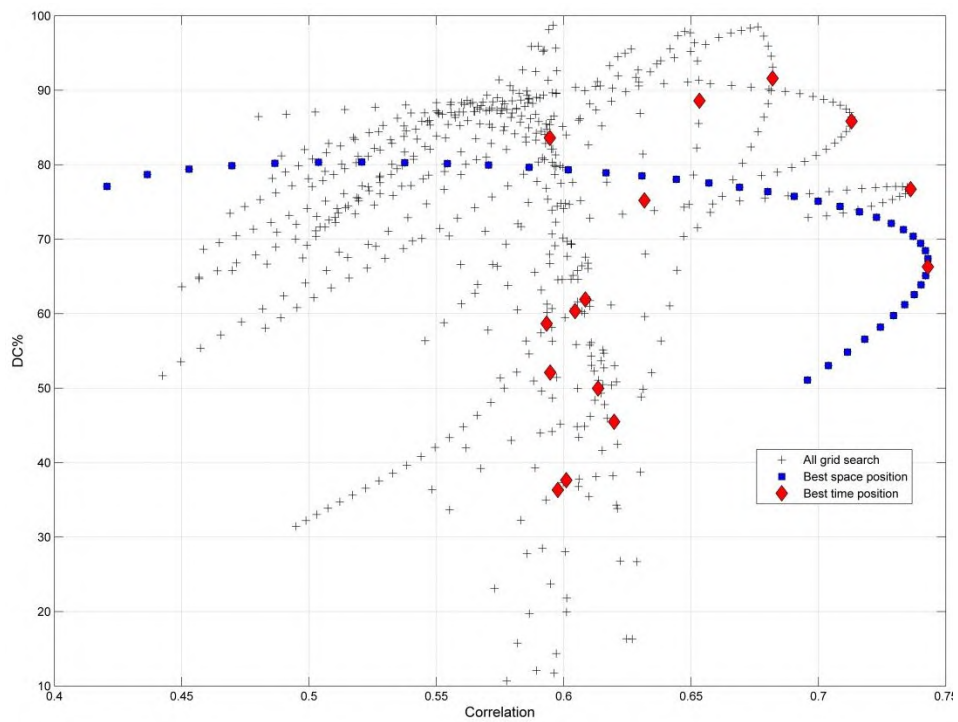
“Halaman ini sengaja dikosongkan”

Lampiran c

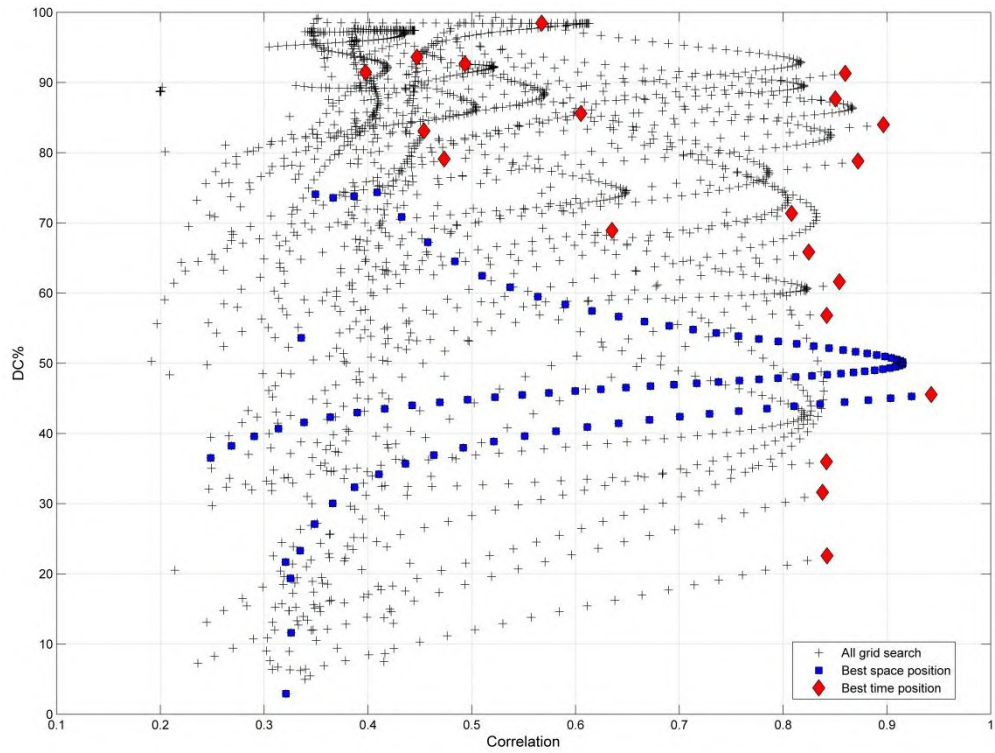
Korelasi Presentase DC



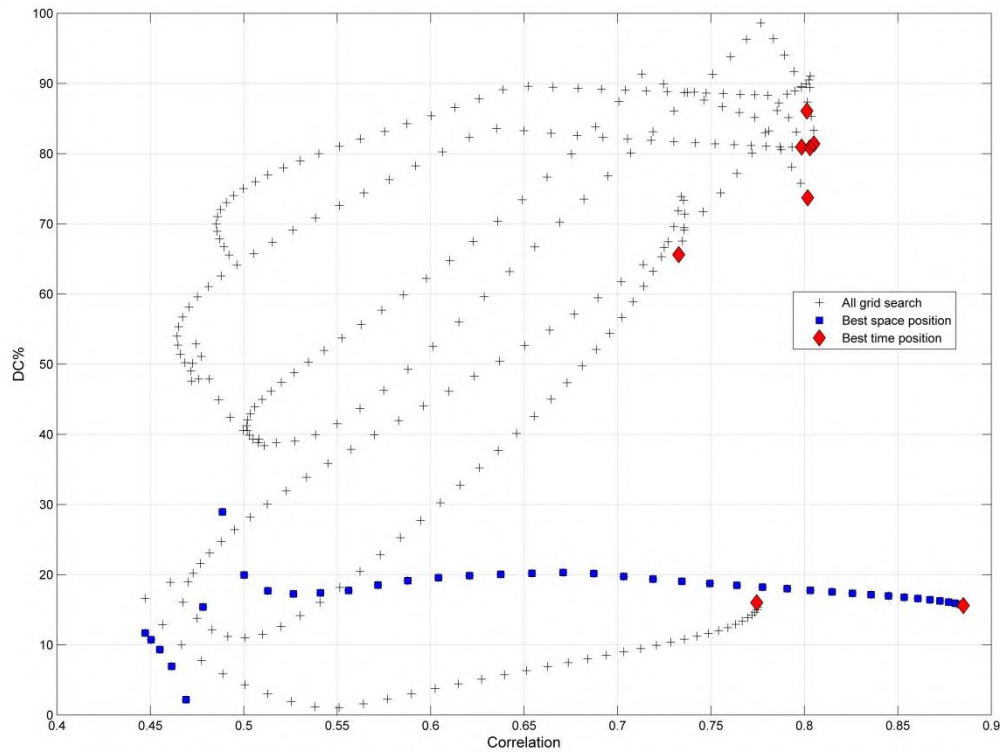
Gambar 1. Korelasi presentase DC untuk *event* tanggal 01/09/15 07:23



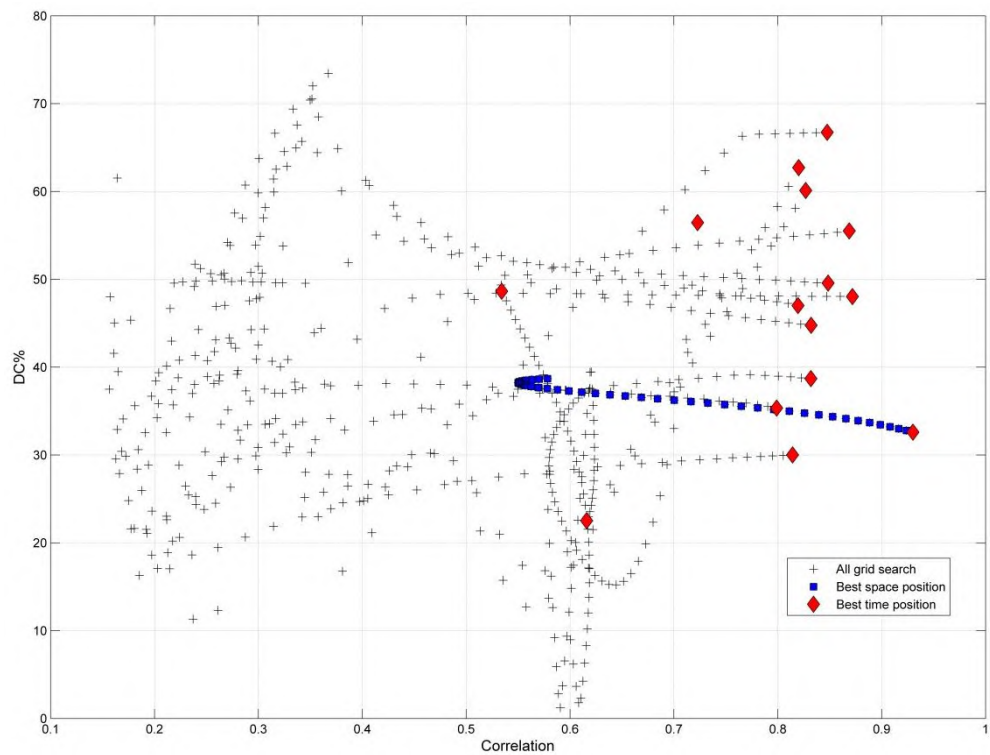
Gambar 2. Korelasi presentase DC untuk *event* tanggal 07/09/15 08:56



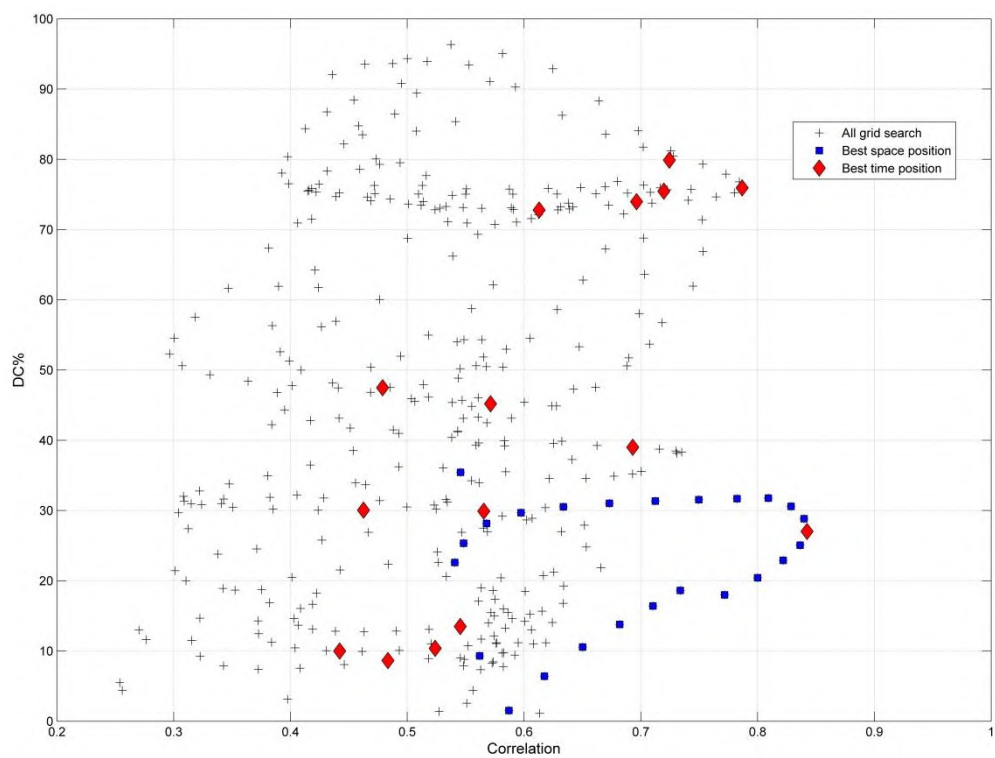
Gambar 3. Korelasi presentase DC untuk *event* tanggal 10/09/15 07:54



Gambar 4. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 10/09/15 10:08



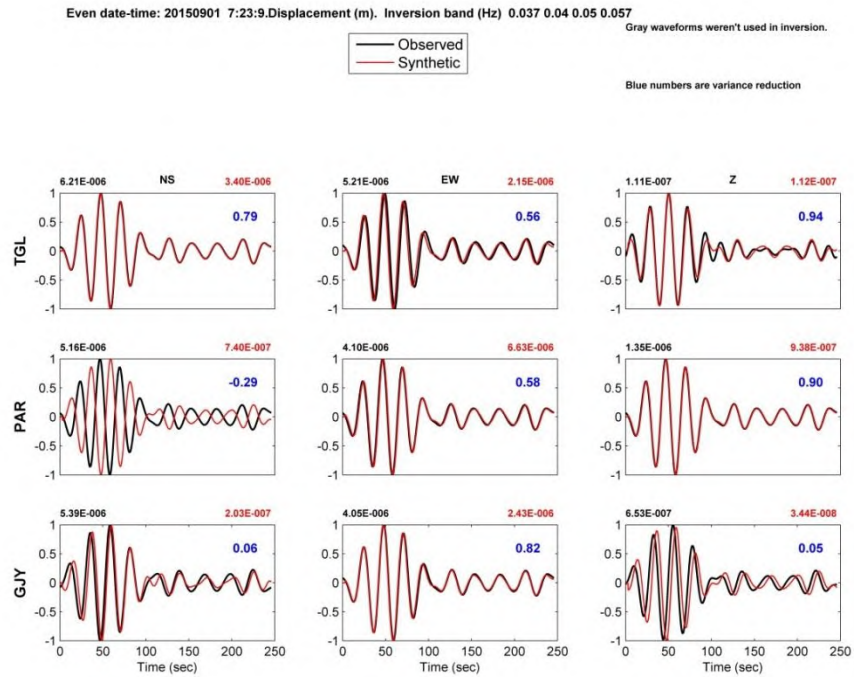
Gambar 5. Korelasi presentase DC untuk *event* tanggal 10/09/15 12:55



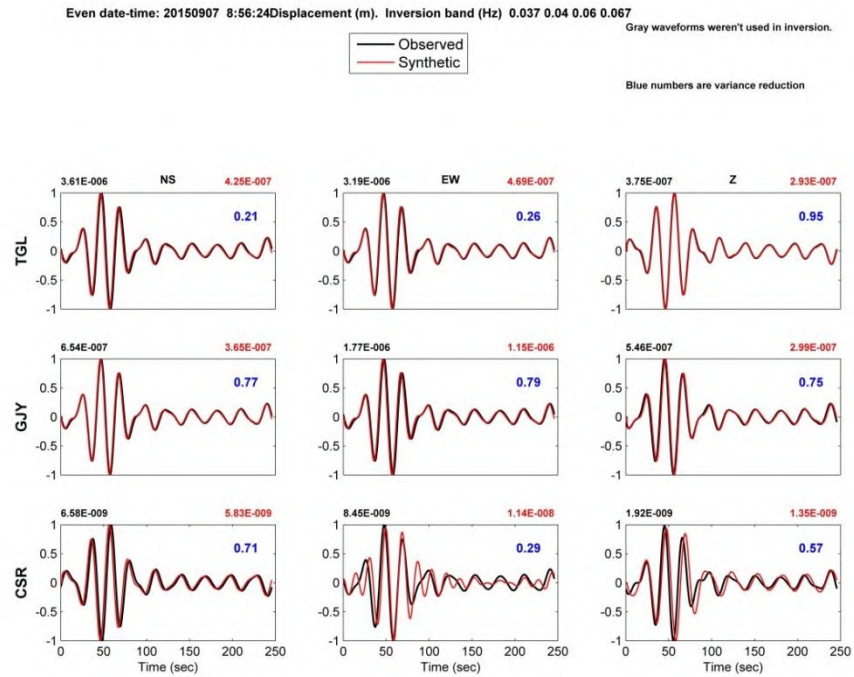
Gambar 6. Korelasi presentase DC untuk *event* tanggal 11/09/15 21:26

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

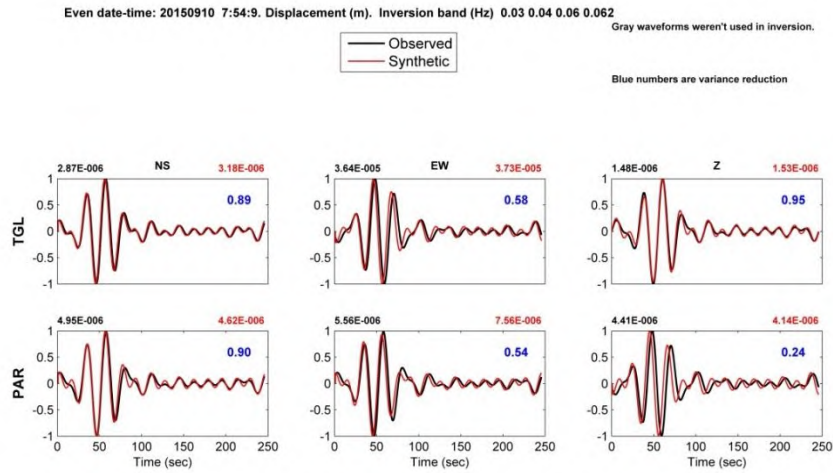
Lampiran d *Fitting Waveform*



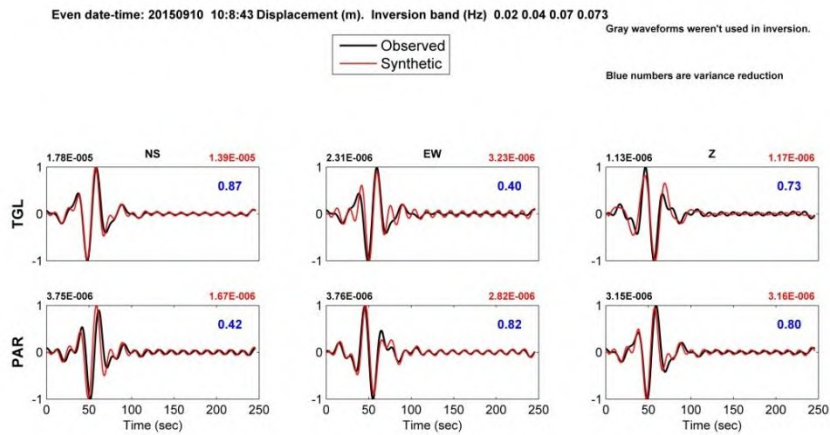
Gambar 1. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 01/09/15 07:23



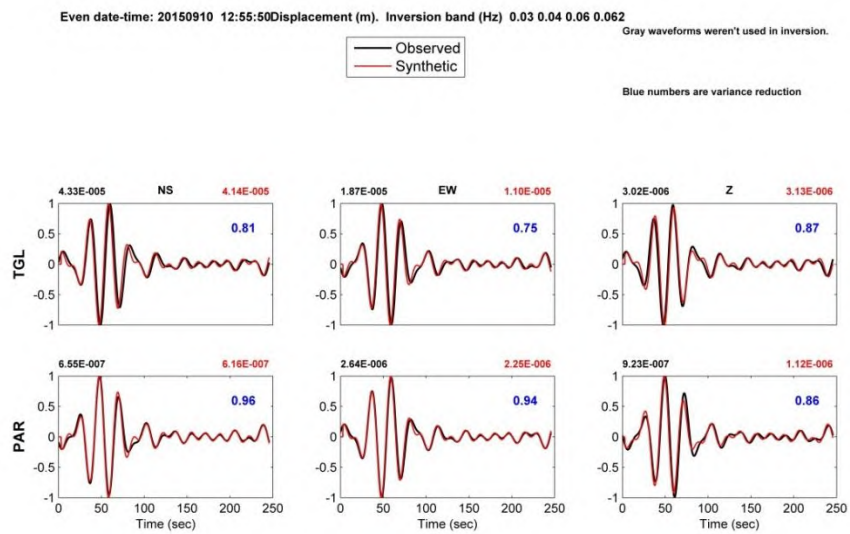
Gambar 2. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 07/09/15 08:56



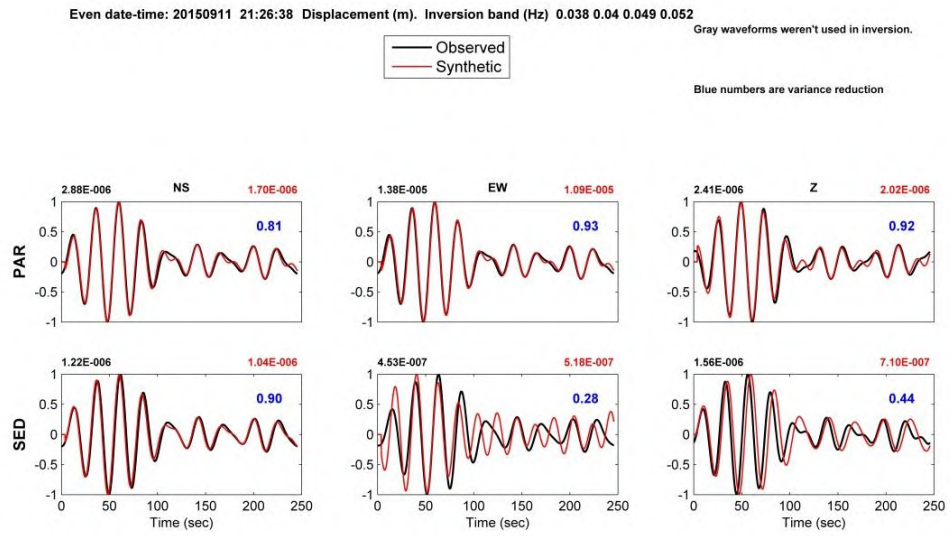
Gambar 3. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 10/09/15 07:54



Gambar 4. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 10/09/15 10:08



Gambar 5. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 10/09/15 12:55



Gambar 6. Plot *fitting waveform* untuk *event* tanggal 11/09/15 21:26

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Dari hasil relokasi dan inversi *waveform* dapat disimpulkan bahwa,

1. Hiposenter Gempa LF berada di bawah Kawah Mas dengan kisaran kedalaman 0.7 - 2 km dan 5 - 6 km.
2. Presentase momen tensor menunjukkan dua pola yang berbeda. Dua *event* mempunyai presentase komponen DC dominan sebesar 63% dan 66%. Sedangkan untuk *event* lainnya mempunyai presentase non-DC dominan mulai dari 55% sampai 85%.
3. Event dengan komponen DC dominan menunjukkan solusi bidang patahan *strike-slip* dan *oblique-reverse*. Sedangkan untuk komponen non-DC dominan mempunyai solusi bidang patahan *strike-slip*, normal, *reverse* dan *dip-slip*.
4. Mekanisme sumber dari Gempa LF yang ada di G. Papandayan diindikasikan akibat proses terjadinya rekahan pada dinding-dinding *reservoir* hidrotermal. Rekahan ini dapat terjadi karena adanya tekanan dan pengisian fluida pada rekahan tersebut secara cepat. Proses yang sama dapat terjadi pada pipa konduit dengan terbentuknya rekahan sub-vertikal dari pipa yang terisi fluida.

5.2 Saran

Dari hasil penelitian ini, ada beberapa rekomendasi dan saran yang perlu dilakukan yang terkait dengan inversi *waveform* dan mekanisme sumber,

1. Sebelum dilakukan proses inversi, terlebih dahulu dilakukan uji model kecepatan bawah permukaan dengan beberapa variasi model serta menggunakan data sintetik. Hal ini dilakukan untuk menguji kestabilan dan tingkat kecocokan dari model awal sebelum dilakukan untuk proses inversi dengan menggunakan data observasi.
2. Dalam perhitungan inversi momen tensor diharapkan juga menambahkan *single force* dan dilakukan perbandingan antara perhitungan inversi

dengan hanya menggunakan momen tensor (MT) dan momen tensor dengan *single force* (MT + SF) untuk menguji tingkat kecocokan masing-masing metode.

3. Perhitungan faktor atenuasi dari sinyal gempa LF perlu dilakukan dan dianalisa. Dari faktor atenuasi tersebut, dapat diperkirakan apakah resonansi dari pipa konduit dalam Gunungapi Papandayan juga membangkitkan gempa LF.
4. Penambahan jumlah seismograf sangat diperlukan sehingga dalam proses inversi *waveform* lebih akurat serta jarak dari masing-masing seismograf relatif dekat dari kawah yang aktif.

DAFTAR PUSTAKA

- Abidin, H. Z., Suganda, O. K., Meilano, I., Kusuma, M. A., Setyadji, B., Sukhyar, R., Kahar, J., Tanaka, T., Rizos, C., (1998). Deformation Monitoring of Indonesian Volcanoes Using Repeated GPS Survey Method : Status and Plan. Proceeding of Symposium on Japan-Indonesia IDNDR Project Volcanology, Tectonics, Flood and Sediment Hazards, September 21-23, Bandung, Indonesia.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 959–971.
- Brocher, T.M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 2081–2092.
- Cesca, S., and Dahm, T. (2008). A frequency domain inversion code to retrieve time-dependent parameters of very long period volcanic sources. *Comput. Geosci.* 34, 235–246.
- Chouet, B. (1986). Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 13967–13992.
- Cusano, P., Petrosino, S., and Saccorotti, G. (2008). Hydrothermal origin for sustained Long-Period (LP) activity at Campi Flegrei Volcanic Complex, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 1035–1044.
- Davi, R., O'Brien, G.S., Lokmer, I., Bean, C.J., Lesage, P., and Mora, M.M. (2010). Moment tensor inversion of explosive long period events recorded on Arenal volcano, Costa Rica, constrained by synthetic tests. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 194, 189–200.
- Davi, R., O'Brien, G.S., De Barros, L., Lokmer, I., Bean, C.J., Lesage, P., Mora, M.M., and Soto, G.J. (2012). Seismic source mechanisms of tremor recorded on Arenal volcano, Costa Rica, retrieved by waveform inversion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 213–214, 1–13.
- Eyre, T.S., Bean, C.J., De Barros, L., O'Brien, G.S., Martini, F., Lokmer, I., Mora, M.M., Pacheco, J.F., and Soto, G.J. (2013). Moment tensor inversion for the

- source location and mechanism of long period (LP) seismic events from 2009 at Turrialba volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **258**, 215–223.
- Gilbert, J.S., and Lane, S.J. (2008). The consequences of fluid motion in volcanic conduits. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **307**, 1–10.
- Grandis, H. (2009). *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika* (Jakarta: HAGI).
- Jost, M.L., and Herrmann, R.B. (1989). A Student's Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismol. Res. Lett.* **60**, 37–57.
- Jousset, P., Neuberg, J., and Jolly, A. (2004). Modelling low-frequency volcanic earthquakes in a viscoelastic medium with topography. *Geophys. J. Int.* **159**, 776–802.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **81**, 2335–2350.
- Krieger, L., and Heimann, S. (2012). MoPaD—Moment Tensor Plotting and Decomposition: A Tool for Graphical and Numerical Analysis of Seismic Moment Tensors. *Seismol. Res. Lett.* **83**, 589–595.
- Kristianto, 2005. *Studi Seismik Tomografi Pada Kasus Gunungapi Papandayan*. Tesis. Institut Teknologi Bandung.
- Kumagai, H., Chouet, B.A., and Dawson, P.B. (2005). Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii. *Geophys. J. Int.* **161**, 243–254.
- Lay, T., and Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology* (San Diego: Academic Press).
- Lokmer, I., Bean, C.J., Saccorotti, G., and Patanè, D. (2007). Moment-tensor inversion of LP events recorded on Etna in 2004 using constraints obtained from wave simulation tests. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L22316.
- Madariaga, R. (2007). 4.02 - Seismic Source Theory A2 - Schubert, Gerald. In *Treatise on Geophysics*, (Amsterdam: Elsevier), pp. 59–82.
- Mazot, A., Bernard, A., Fischer, T., Inguaggiato, S., and Sutawidjaja, I.S. (2008). Chemical evolution of thermal waters and changes in the hydrothermal system of Papandayan volcano (West Java, Indonesia) after the November 2002 eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **178**, 276–286.

- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Volume 45, Third Edition: MATLAB Edition (Waltham, MA: Academic Press).
- Nakano, M., Kumagai, H., and Chouet, B.A. (2003). Source mechanism of long-period events at Kusatsu–Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* *122*, 149–164.
- Nishi, K. (2005). Hypocenter Calculation Software GAD (Geiger’s method with Adaptive Damping) (Silver Expert JICA Indonesia).
- Olsen, K.B., Day, S.M., and Bradley, C.R. (2003). Estimation of Q for Long-Period (>2 sec) Waves in the Los Angeles Basin. *Bull. Seismol. Soc. Am.* *93*, 627–638.
- PVMBG (2013). *Data Dasar Gunungapi : Gunung Papandayan*.
- PVMBG (2015). *Evaluasi Tingkat Aktivitas Level II (waspada) G. Papandayan Hingga 11 Agustus 2015*.
- Romero, J.E., Titos, M., Bueno, Á., Álvarez, I., García, L., Torre, Á. de la, and Benítez, M.C. (2016). APASVO: A free software tool for automatic P-phase picking and event detection in seismic traces. *Comput. Geosci.* *90, Part A*, 213–220.
- Shearer, P.M. (2009). *Introduction to Seismology* (Cambridge; New York: Cambridge University Press).
- Shimizu, H., Ueki, S., and Koyama, J. (1987). A tensile — shear crack model for the mechanism of volcanic earthquakes. *Tectonophysics* *144*, 287–300.
- Sokos, E., and Zahradnik, J. (2009). *A Matlab GUI for use with ISOLA Fortran codes User’s Guide*.
- Stein, S., and Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure* (Malden, MA: Wiley-Blackwell).
- Syabhana, D.K., Caudron, C., Jousset, P., Lecocq, T., Camelbeeck, T., Bernard, A., and Surono (2014). Fluid dynamics inside a “wet” volcano inferred from the complex frequencies of long-period (LP) events: An example from Papandayan volcano, West Java, Indonesia, during the 2011 seismic unrest. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* *280*, 76–89.

Triastuty, H., Iguchi, M., and Tameguri, T. (2006). Source Mechanism of Monochromatic and Low-Frequency Events at Papandayan volcano, West Java, Indonesia. *Indones. J. Phys.* *17*.

BIODATA PENULIS



Penulis dilahirkan pada tanggal 11 Desember 1991 di Purworejo sebagai anak kedua dari lima bersaudara. Pendidikan formal penulis dimulai dari MI Masyariyah Kebontemu, Peterongan, Jombang dan lulus pada tahun 2003. Kemudian dilanjutkan masuk SMP Muhammadiyah 1 Jombang dan lulus pada tahun 2006. Dilanjutkan masuk SMA Muhammadiyah 1 Jombang dan lulus pada tahun 2009. Setelah lulus dari SMA, penulis memasuki dunia perkuliahan di Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya, di jurusan Fisika dan lulus pada tahun 2014. Kemudian, melanjutkan ke jenjang Pascasarjana dengan fokus penelitian pada bidang Seismologi dan Gunung Api.

Penulis dapat dihubungi melalui email: muhammad.mifta.hasan@gmail.com.